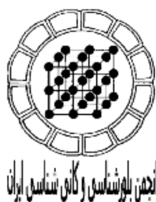
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۹۰۱ تا ۹۱۸



ذوب پریدوتیت بالای زون فرورانش عامل شرایط ریداکس ماگمایی توده‌های کانه‌دار ذخایر مس پورفیری ده‌سلم و چاه‌شلغمی؛ آنالیز درجا زیرکن

علیرضا الماسی*[۱]، قاسم نباتیان[۲]، امیر مهدوی[۳]، چیولی لی[۴]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴- موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، چین

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱/۱۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۰/۳/۱۷)

چکیده: با استفاده از محاسبات مقادیر عنصر فرعی، فوگاسیته اکسیژن (fO_2) و دمای تبلور زیرکن‌های (Ti-in-zircon) توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیتی کانه‌دار کانسارهای مس-مولیبدن پورفیری چاه شلغمی و ده‌سلم محاسبه و شرایط اکسیداسیونی ماگمای مادر بررسی شد. مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} برای چاه شلغمی و ده‌سلم به ترتیب در بازه‌های ۸ تا ۲۹۵ با میانگین ۱۲۵ و ۳ تا ۱۷۱ با میانگین ۳۵ در بازه مطلوب برای کانی‌سازی پورفیری قرار نگرفت. مقادیر fO_2 محاسبه‌شده برای چاه شلغمی در بازه ۱/۸- ΔFMQ تا ۰/۶+ ΔFMQ با میانگین ۰/۶- ΔFMQ و برای ده‌سلم در بازه محدود ۱/۳- ΔFMQ تا ۰/۴- ΔFMQ با میانگین ۰/۸- ΔFMQ قرار گرفت که حداقل به میزان ۱+ ΔFMQ کمتر از مقادیر کانی‌سازی مس پورفیری شاخص در دنیا است. براساس مقادیر $\log fO_2$ زیرکن توده-های کانه‌دار، ماگمای مادر از ذوب بخشی پریدوتیت گوشته‌ای بالای زون فرورانش با دخالت ضعیف صفحه فرورانشی منشا گرفته‌است. ذوب در شرایط نامناسب (زیر خط بافر مگنتیت-هماتیت (HM) و در شرایط بافر فایالیت- مگنتیت-کوارتز (FMQ)، و نبود مقادیر مس و گوگرد کافی در منشا)، که با شواهد در درون ذخیره مانند نبود همرشدی‌های مگنتیت-هماتیت حمایت می‌شود، برای کانی‌سازی مس پورفیری در دو منطقه ایده‌آل نبوده است. نتایج با داده‌های ژئوشیمی عنصر اصلی و فرعی و مقادیر ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل قبلی نیز حمایت می‌شود.

واژه‌های کلیدی: *زیرکن؛ فوگاسیته اکسیژن؛ مس پورفیری؛ چاه شلغمی؛ ده‌سلم؛ پریدوتیت.*

مقدمه

فوگاسیته اکسیژن (fO_2) یک ویژگی ترمودینامکی پایه است که کنترل‌کننده پتانسیل اکسیداسیون- احیا در سیستم‌های کره زمین است [۲،۱]. آنالیز fO_2 ماگمایی به درک ما از حالت ظرفیت شیمیایی (ترکیب اتمی) و انحلال‌پذیری عناصر چند ظرفیتی در طی تکامل ماگمایی کمک می‌کند. در طی تکامل ماگما، fO_2 ظرفیت اتمی عناصر چندظرفیتی (مانند Fe، Cu، Au، V، S و C) را کنترل می‌کند، که بنوبه خود تفکیک‌پذیری بلور/مذاب اشان [۴،۳] و انحلال‌پذیری در ماگماهای سیلیکاته [۵،۱] را کنترل می‌کند. این مسئله بطور ویژه‌ای برای کانی-سازی در سیستم‌های ماگمایی-گرمابی (مانند ذخایر نوع پورفیری؛ [۶-۸]) و نوع مواد فرار در طی آزادشدگی گازهای ماگما [۱۰،۹]، تعیین‌کننده و مهم است. در چند سال اخیر زیرکن به عنوان یک اکسی ترموبارومتر کانیایی با ترکیب نسبتا پایدار و رایج که غالبا در ماگماهای حدواسط-اسیدی یافت می-شود، معرفی شده است [۱۱-۱۳]. زیرکن‌های رژیم‌های

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۹۶۷۴۵۷۲، پست الکترونیکی: almasi.al@lu.ac.ir

تکتونیکی جزایر قوسی و MORB، بطور قابل ملاحظه‌ای دارای دماهای تبلور بیشتری از زیرکن‌های حاشیه همگرا هستند، که این مسئله بخاطر ماگماهای سردتر و آبدارتر در محیط‌های فرورانش است [۱۴]. بنابراین دماهای تبلور زیرکن برای ذخایر مس پورفیری همراه با ماگماهای حاشیه همگرا باید کم باشد [۱۶،۱۵]. زیرکن یک کانی استثنائا مقاوم است که از همان زمان تبلور ترکیب شیمیایی و ایزوتوپی اولیه خود را حفظ کرده [۱۷]، و داده‌های شیمیایی مربوط به ماگماهای مادر را فراهم می‌کند. در بین عناصر نادر خاکی (REE)، سریم (Ce) تحت شرایط ماگمایی به حالت Ce^{4+} و Ce^{3+} دیده می‌شود، و زیرکن بطور ترجیحی Ce^{4+} را بجای Zr^{4+} در ساختار خود جا می‌دهد [۱۶]. بنابراین، کانی‌های زیرکن تشکیل شده در یک ماگمای اکسیدان در نمودارهای نرمالیزه شده با کندریت مربوط به عناصر نادر خاکی ناهنجاری‌های سریم (Ce) مثبت از خود نشان می‌دهند [۱۶]. از آنجائیکه درجات ناهنجاری‌های مثبت به شرایط اکسیداسیون ماگمای مادر مربوط می‌شود، از نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} برای نشان دادن ماهیت اکسیدان ماگماهای مادر سنگ‌های آذرین همراه با ذخایر پورفیری در ذخایر پورفیری سرتاسر دنیا مانند شیلی [۱۱]، تبت [۱۸]، Qinling [۱۹] و Zhejiang [۲۰] و کمربند کوهزایی آسیای مرکزی (COAB) [۱۶] در چین استفاده شده است. برای این کار از بافرهای اکسیژن (مجموعه کانیایی بیانگر یک فوگاسیته اکسیژن خاص در دما و فشار تحمیل شده که به عنوان نشانه‌هایی در اندازه-گیری فوگاسیته اکسیژن سنگ‌ها و ماگماهای طبیعی کاربرد دارند) شامل فایالت-مگنتیت-کوارتز (FMQ)، Co-CoO، Ni-NiO (NNO)، هماتیت-مگنتیت (HM) و $MnO-Mn_3O_4$ و ... استفاده می‌شود. بافرهای اکسیژن FMQ و NNO بطورگسترده در مطالعات نمونه‌های طبیعی استفاده می‌شود. داده‌های فوگاسیته اکسیژن اکثر سنگ‌های آذرین در بازه چند واحد لگاریتمی بافر FMQ و NNO قرار می‌گیرد.

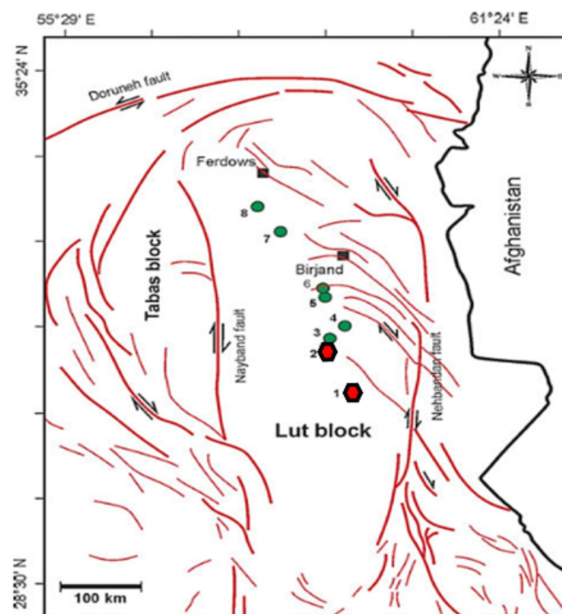
در این مقاله ما با استفاده از عناصر فرعی زیرکن، دماهای زیرکن و فوگاسیته اکسیژن ($\log fO_2$) توده‌های نفوذی کانه‌دار ذخایر مس پورفیری ده‌سلم و چاه‌شلغمی را محاسبه و گزارش کرده‌ایم. این اطلاعات می‌تواند به ما درباره شرایط منشایی ماگماهای عامل کانی‌سازی مس پورفیری در شرق ایران کمک کند.

زمین‌شناسی و کانی‌سازی ده‌سلم و چاه‌شلغمی

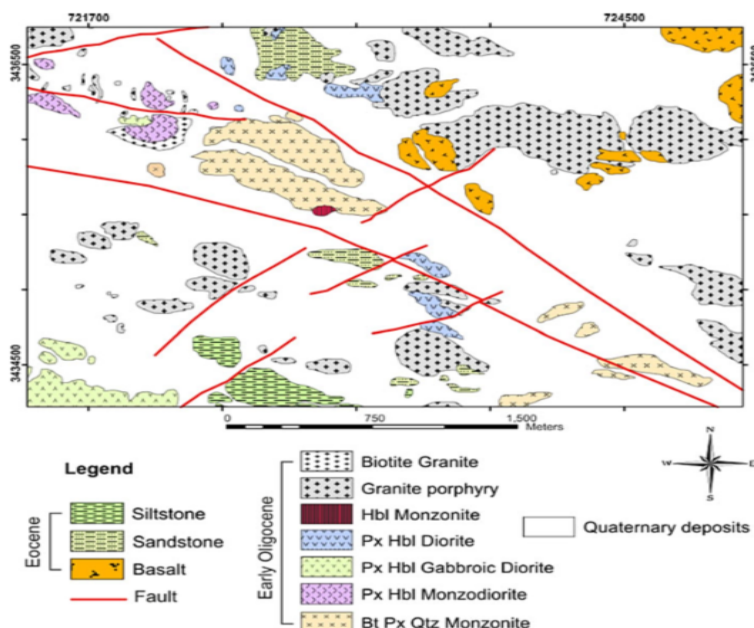
تکامل اقیانوس نئوتتیس در ایران با انواع مختلفی از کانی‌سازی و ذخایر فلزی شامل ذخایر مس پورفیری همراه بوده است. ذخایر مس پورفیری در ایران در سه کمربند متمرکز هستند: ارسباران، بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه-دختر و شرق ایران [۲۱]. ماگماتیسم ترشیری در ناحیه لوت-سیستان در شرق ایران به فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان به زیر لوت نسبت داده شده است [۲۲-۲۵]. تحت تاثیر این رویداد کانسارهای پورفیری و رگه‌ای متعددی در بلوک لوت تشکیل شده است [۲۶] (شکل ۱). مهمترین کانسارهای Cu±Mo±Au پورفیری که تاکنون شناخته شده شامل چاه شلغمی و ده سلم [۲۸،۲۷]، ماهر آباد و شادان (خوپیک) [۲۹] هستند (شکل ۱). کانسارهای مس پورفیری ده‌سلم و چاه-شلغمی در بخش مرکزی بلوک لوت واقع شده‌اند (شکل ۱). بلوک لوت از سنگ‌های دگرگونی پیش از ژوراسیک و سنگ-های رسوبی ژوراسیک تشکیل شده که پلوتون‌های ژوراسیک و ترشیری عمدتا گرانیتوئید در آنها نفوذ کرده و با جریان‌های گدازه و مواد آذرآواری مافیک و اسیدی ترشیری پوشانده شده‌اند [۳۰،۲۸]. براساس نقشه زمین‌شناسی ده‌سلم، کمپلکس نفوذی ده‌سلم در حدود ۲۵۰ کیلومتری بیرجند (شکل ۱)، اساسا از استوک‌هایی که به درون آتشفشانی‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و سیلتستون‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند، تشکیل شده است (شکل ۲) [۲۸]. سنگ‌های نفوذی بازه‌ای از گابرو تا گرانیت، با واحدهای مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی غالب، دارند [۲۸]. براساس روابط قطع‌شدگی در سطح و گمانه‌های حفاری، استوک‌های کوارتزمونزونیتی قدیمی‌ترین و بیوتیت گرانیت (بصورت استوک‌های کوچک و دایک‌ها) جوانترین‌اند [۲۸]. پلاژیوکلاز کانی اصلی اغلب سنگ‌هاست. بیوتیت، کلینوپیروکسن و هورنبلند، با نسبت‌های مختلف، سیلیکات‌های فرومنیزین در نفوذی‌های منطقه‌اند [۲۸]. استوک‌های کوارتز مونزونیتی تحت تاثیر آلتراسیون پتاسیک قرار گرفته‌اند. آلتراسیون پتاسیک تحت تاثیر آلتراسیون سرسیتیک-کلسیت-کوارتز قرار گرفته و با رگچه‌های کوارتز + پیریت + گالن + اسفالریت + کالکوپیریت قطع شده است. کوارتز مونزونیت همچنین میزبان چند رگه کوارتز + پیریت + مگنتیت + مولیبدنیت + کالکوپیریت + انیدریت ± طلا است. مونزونیت‌ها و

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.14.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.901]

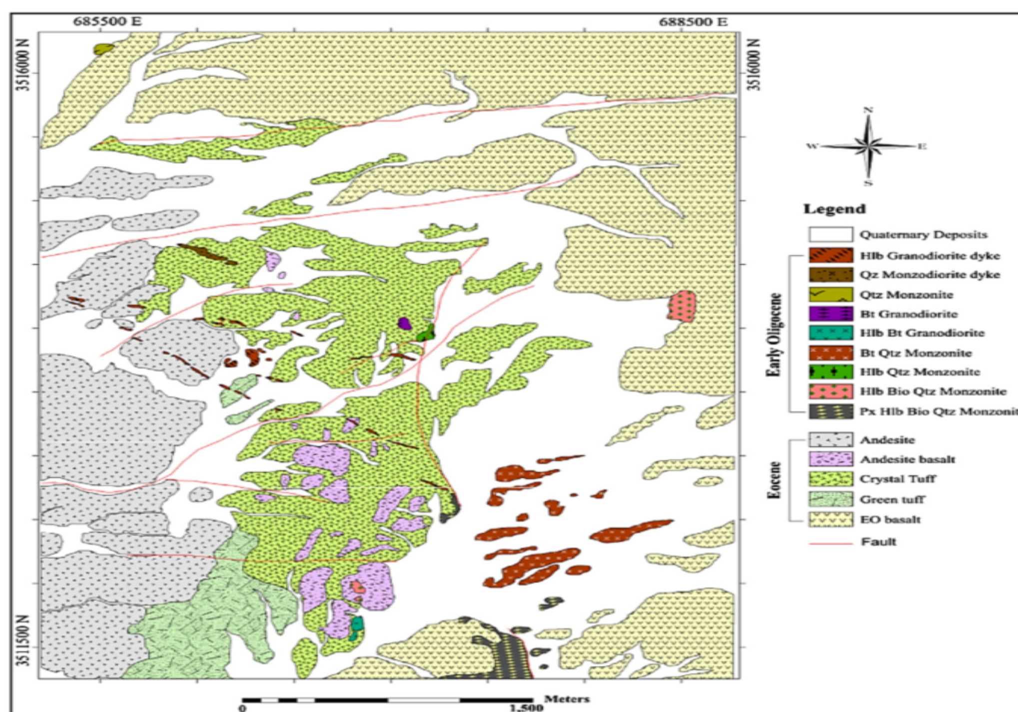
دیوریت‌ها دارای پتانسیل کانی‌سازی ضعیف یا عقیم‌اند [۲۸]. گرانیت‌ها بصورت متغیر سرسیتی شده‌اند و توسط انواعی از رگه‌ها و رگچه‌ها (کوارتز + پیریت + مولیبدنیت؛ کوارتز + پیریت + کالکوپیریت + آرسنوپیریت ± طلا و کوارتز + پیریت + گالن + سولفوسالت‌ها) قطع شده‌اند [۲۸]. اندیس مس پورفیری چاه-شلغمی در ۱۹۰ کیلومتری بیرجند، حدود ۹۰ کیلومتری شمال‌غرب ده‌سلم، و در مجاورت کانسار IOCG قلعه‌زری قرار دارد (شکل ۱). چاه‌شلغمی یک زون آلتراسیونی دایره‌ای وسیع در سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و آذرآواری‌ها است. براساس نقشه زمین‌شناسی چاه‌شلغمی، واحدهای منطقه شامل آتشفشانی-نفوذی‌های ائوسن- الیگوسن است (شکل ۳) [۲۷].



شکل ۱ رخدادهای کانی‌سازی ترشیری همراه با ماگماتیسم ائوسن-میوسن در بلوک لوت [۲۶]؛ ۱. مس-مولیبدن پورفیری ده‌سلم؛ ۲. مس-مولیبدن پورفیری چاه‌شلغمی؛ ۳. ذخیره IOCG قلعه‌زری؛ ۴. طلا-قلع هیرد همراه با گرانیتوئیدهای احیایی؛ ۵. مس-طلا پورفیری خوپیک؛ ۶. مس-طلا پورفیری ماهرآباد؛ ۷. کانی‌سازی رگه‌ای مس-سرب-روی-آنتیموان خور؛ ۸. کانی‌سازی رگه‌ای مس-سرب-روی-آنتیموان شوراب.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی محدوده مس پورفیری ده‌سلم [۲۸].



شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی محدوده مس پورفیری چاه‌شلغمی [۲۷].

واحدهای آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت و توف‌های مختلف به سن ائوسن (سن Ma ۲±۴۰/۵ برطبق سن‌سنجی Rb-Sr) است [۳۰]. واحدهای نفوذی از دایک‌های کوارتز مونزودیوریتی و هورنبلند گرانودیوریت و استوک‌های پیروکسن هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزونیت، هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزونیت، هورنبلند کوارتز مونزونیت، بیوتیت کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزونیت، هورنبلند بیوتیت گرانودیوریت و بیوتیت گرانودیوریت تشکیل شده و سن آنها الیگوسن است [۲۷] (شکل ۳). دایک‌ها دارای روند شمال‌غربی بوده و در بخش‌های غربی نقشه زمین‌شناسی هستند (شکل ۳). آنها بعد از دیگر سنگ‌های نفوذی در منطقه نفوذ کرده‌اند [۲۷]. آلتراسیون گرمابی اغلب با وجود سرسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت تایید می‌شود. استوک‌های کوارتز مونزونیتی از شمال‌شرق تا جنوب-شرق نقشه به عنوان وسیع‌ترین توده‌های نیمه‌عمیق رخنمون دارند [۲۷]. این سنگ‌ها بافت پورفیری ویژه‌ای با بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار تا بیش از ۷ میلیمتر طول دارند. فنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار دارای ادخال‌های هورنبلند و بیوتیت‌اند. زمینه سنگ از پلاژیوکلاز، کوارتز، پتاسیم فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده است [۲۷]. کانی‌سازی شامل پیریت، مولیبدنیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و انارژیت است [۲۷].

آماده‌سازی و روش تجزیه

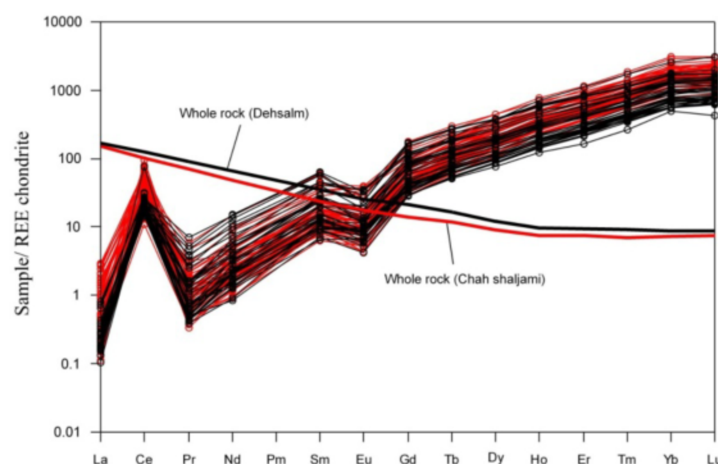
برای جداسازی زیرکن و انجام مطالعات فوگاسیته اکسیژن تعداد سه نمونه از توده‌های نفوذی کانه‌دار چاه شلغمی (دو نمونه پیروکسن هورنبلند بیوتیت کوارتز مونزونیت و یک نمونه بیوتیت کوارتز مونزونیت) و دو نمونه از توده‌های نفوذی کانه‌دار ده‌سلم (دو نمونه پیروکسن بیوتیت کوارتز مونزونیت از دو مکان مختلف) با کمترین میزان دگرسانی تا اندازه حدود ۶۰ مش (۲۵۰ میکرومتر) پودر شدند. تفکیک کانی سنگین با تکنیک-های جداسازی ثقلی و مغناطیسی مرسوم صورت گرفت و زیرکن ها در زیر میکروسکوپ بینوکولار بصورت دستی در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور جدا شدند. دانه‌ها در رزین اپوکسی محکم و سپس صیقل داده شدند تا سطوح داخلی آنها نمایان شود. تمام دانه‌ها با میکروگراف نوری عبوری و انعکاسی و همچنین تصاویر کاتدولومینسانس ثبت شدند تا وضعیت ساختار درونی آنها بدست آید. مقادیر عنصر فرعی زیرکن بوسیله آنالیزهای سطوح مقطع زیرکن فاقد ادخال یا دگرسانی تشخیص داده شده است. ترکیب عناصر فرعی توسط لیزر با استفاده از دستگاه طیف سنجی جرمی پلاسمای القایی (LA-ICP-MS) در آزمایشگاه ایزوتوپی زمین‌شناسی در انستیتوی منابع معدنی، آکادمی علوم زمین چین انجام شد. شرایط عملیاتی تجزیه‌ای دقیق در [۳۱] ارائه شده است. یک

[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.901]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.14.7]

سیستم لیزری ArF excimer (Geolas CQ) به یک دستگاه Agilent 7500a ICP-MS متصل است. انتخاب اندازه نقطه (۶۰-۱۶۰ µm) و نرخ تکرارپذیری (۱۰-۳ Helz) با تاثیر حدود $10J/cm^2$، به شدت سیگنال بستگی دارد. در طی تابش لیزر، گاز هلیم به عنوان گاز حامل به سلول نمونه وارد شد تا مقدار مواد زائد در اطراف گودال تابش لیزری به حداقل برسد و سپس گاز آرگون برای بهبود کارایی حمل و نقل مواد زائد از طریق یک کانال T مانند قبل از ورود به ICP با گاز هلیم ترکیب شد. اندازه‌گیری‌های ICP-MS با استفاده از تجزیه انحلال-زمان و اوج پرش در یک نقطه در هر جرم انجام شد. هر پنج نمونه مورد تجزیه توسط یک زیرکن استاندارد ۹۱۵۰۰ و یک ماده مرجع خارجی NIST SRM 610 دنبال شد. هر تجزیه نقطه‌ای تقریبا شامل ۳۰ ثانیه جمع‌آوری پس زمینه و ۴۰ ثانیه جمع‌آوری داده نمونه بود. مقادیر عناصر فرعی با استفاده از نرم‌افزار GLITTER 4.0 [۳۲]، محاسبه و با استفاده از ^{40}Ca به عنوان یک استاندارد داخلی و NIST 610 به عنوان یک ماده مرجع خارجی کالیبره شد. خطاهای تجزیه‌های براساس شمارش‌های آماری در سطح 1σ تعیین شد.

نحوه محاسبه نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} و فوگاسیته اکسیژن زیرکن و دماهای تبلور

نتایج تجزیه عنصر فرعی زیرکن و داده‌های محاسباتی به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است. الگوهای عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده با کندریت در شکل ۲ نشان داده شده است. براساس مقادیر عنصر فرعی (جدول ۱) و مقادیر نرمالیزه شده با کندریت (شکل ۴)، همه زیرکن‌های نفوذی‌های کانه‌دار دارای الگوهای REE مشابه هستند. همه زیرکن‌ها غنی‌شدگی از HREE نسبت به LREE، آنومالی‌های Ce مثبت قوی و آنومالی‌های Eu منفی نشان می‌دهند. آنومالی‌های Eu (Eu/Eu^*) بوسیله روش مرسوم براساس مقادیر نرمالیزه شده Sm و Gd محاسبه شد. آنومالی Eu محاسبه شده دانه‌های زیرکن توده‌های چاه شلغمی بازه‌ای از ۰/۲۱ تا ۰/۶۵ و توده‌های ده‌سلم ۰/۲۱ تا ۰/۵۱ دارد (جدول ۲). از داده‌های سنگ‌کل چاه شلغمی [۲۷] و ده‌سلم [۲۸] و عناصر فرعی زیرکن (جدول ۱) برای محاسبه نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن استفاده شد. محاسبه آنومالی های Ce نیاز به محاسبه مقدار Ce^{3+} دارد، که بطور متداول براساس مقادیر La و Pr است. مقادیر La و Pr در زیرکن خیلی کم و نزدیک به حدود شناسایی LA-ICP-MS است (جدول ۱ و شکل ۴)، که محاسبه دقیق Ce^{3+} را سخت می کند. برای محاسبه مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} از روش Smythe و Brenan [۳۳] استفاده شد. در این روش از مقادیر عناصر نادر سبکی مانند La، Pr و Eu برای محاسبه Ce^{3+} و نیز کاتیون ۴ ظرفیتی U برای محاسبه Ce^{4+} استفاده نمی‌شود، زیرا مقادیر کم این عناصر می‌تواند بوسیله ادخال‌های کوچک بهم بریزد. ضرایب تفکیک‌های زیرکن- مذاب برای Ce^{3+} و Ce^{4+} با استفاده از مدل کرنش شبکه (معادله ۱) [۳۴]، محاسبه شد. شعاع یونی REE از [۳۵] بدست آمد.



شکل ۴ الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده با کندریت برای زیرکن‌ها و سنگ کل نفوذی‌های کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم. (مقادیر کندریت از [۴۲] و مقادیر سنگ‌کل چاه شلغمی از [۲۷] و ده‌سلم از [۲۸]. به منحنی با شیب ملایم سنگ‌کل در مقابل آنومالی‌های زیاد Ce و آنومالی‌های Eu منفی دانه‌های زیرکن توجه شود.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.14.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.901]

جدول ۱ مقادیر عناصر فرعی زیرکن توده‌های نفوذی کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم (همه مقادیر بر حسب ppm است).

Sampl	Ti	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Th	U
Chah Shaljami mineralized samples																		
CSJ3-	۰٫۴	۰٫۲۲	۲۱٫۹۱	۰٫۰۹	۱٫۵۷	۲٫۳۴	۰٫۷۵	۱۴٫۸۴	۵٫۰۵	۵۹٫۳	۲۳٫۷	۱۰۷	۲۶٫۱	۲۶۸	۴۷٫۸	۸۸۱۴	۹۹۸۹	۹۹۳۴
CSJ3-	۰٫۶۷	۰٫۰۸	۱۸٫۸۷	۰٫۳۷	۵٫۳۵	۶٫۳۹	۲٫۸۲	۲۷٫۸۳	۹٫۰۵	۹۹٫۵	۳۶٫۸	۱۵۷	۳۵٫۸	۳۳۴	۵۸٫۸	۷۰۳۰	۷۱۷۷	۵۱۳۴
CSJ3-	۰٫۴۰	۰٫۴۹	۲۱٫۲۰	۰٫۱۲	۱٫۳۷	۲٫۴۶	۰٫۵۳	۱۱٫۲۷	۳٫۷۷	۴۹٫۹	۲۰٫۲	۹۸	۲۵	۲۵۷	۴۹٫۹	۸۶۵۸	۹۱۶۸	۱۱۲۶۸
CSJ3-	۰٫۴۴	۰٫۰۶	۲۵٫۱۹	۰٫۰۶	۱٫۰۲	۲٫۶۰	۰٫۵۳	۱۲٫۸۷	۴٫۴۸	۵۴٫۱	۲۲٫۳	۱۰۶	۲۶٫۵	۲۸۵	۵۱٫۶	۸۴۵۹	۱۱۸۶۱	۱۴۴۰۲
CSJ3-	۰٫۷۵	۰٫۰۸	۱۰٫۶۷	۰٫۰۹	۱٫۰۴	۲٫۳۴	۰٫۷۰	۱۴٫۲۷	۴٫۶۸	۵۴٫۶	۲۱٫۲	۹۴	۲۲٫۸	۲۴۶	۳۸٫۹	۷۹۶۶	۵۳۴۵	۵۸۹۵
CSJ3-	۰٫۳۳	۰٫۰۵	۱۸٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۹۰	۱٫۹۳	۰٫۵۳	۱۱٫۶۲	۴٫۴۳	۵۲٫۶	۲۱٫۶	۱۰۱	۲۶٫۲	۲۷۲	۴۹٫۱	۷۹۵۵	۸۸۵۱	۱۱۹۲۳
CSJ3-	۰٫۵۵	۰٫۰۶	۲۶٫۶۷	۰٫۳۳	۵٫۳۷	۸٫۲۱	۲٫۹۵	۳۴٫۹۴	۱۰٫۹۰	۱۱۹	۴۳٫۸	۱۸۵	۴۲٫۴	۳۸۷	۷۲٫۵	۷۰۹۱	۱۶۹۱۴	۱۱۹۰۷
CSJ3-	۰٫۵۲	۰٫۳۱	۲۴٫۶۱	۰٫۲۷	۳٫۴۹	۵٫۵۶	۲٫۴۷	۲۴٫۴۱	۸٫۷۷	۹۳٫۷	۳۶٫۱	۱۶۵	۳۹٫۱	۳۷۷	۷۴٫۹	۷۶۴۴	۲۰۶۶۶	۱۳۸۹۰
CSJ3-	۰٫۹۶	۰٫۵۶	۱۷٫۶۹	۰٫۵۸	۵٫۸۶	۶٫۷۷	۲٫۵۹	۳۱٫۲۳	۹٫۷۱	۱۰۸٫۲	۳۶٫۹	۱۶۱	۳۸٫۳	۳۷۰	۵۹٫۹	۶۶۱۱	۱۴۳۳۳	۱۲۰۲۹
CSJ3-	۰٫۵۹	۰٫۲۸	۲۳٫۴۴	۰٫۰۹	۱٫۱۸	۱٫۷۱	۰٫۵۷	۹٫۷۶	۳٫۷۰	۴۶٫۲	۱۸٫۶	۸۷	۲۳٫۲	۲۶۴	۴۲٫۴	۷۳۶۲	۸۱۷۷	۱۲۶۷۹
CSJ3-	۰٫۳۲	۰٫۱۶	۲۳٫۵۵	۰٫۰۸	۱٫۲۵	۲٫۶۹	۰٫۶۲	۱۲٫۹۷	۴٫۴۹	۵۳٫۶	۲۲٫۳	۱۰۳	۲۶٫۳	۲۷۱	۵۱٫۹	۸۳۶۸	۱۰۷۹۸	۱۲۶۱۸
CSJ3-	۰٫۳۹	۰٫۰۷	۲۶٫۴۳	۰٫۱۰	۱٫۲۸	۲٫۵۳	۰٫۷۱	۱۲٫۸۳	۴٫۷۴	۵۴٫۶	۲۲٫۴	۱۰۵	۲۷٫۵	۲۹۵	۵۲٫۳	۷۹۲۶	۱۳۲۵۵	۱۵۳۳۸
CSJ3-	۰٫۳۴	۰٫۰۴	۲۳٫۸۳	۰٫۱۰	۱٫۵۲	۳٫۵۴	۰٫۹۴	۱۶٫۳۱	۵٫۹۵	۶۸٫۷	۲۷	۱۲۳	۳۰٫۶	۳۱۳	۵۴	۸۴۶۷	۱۲۳۲۰	۱۲۳۰۹
CSJ3-	۰٫۵۷	۰٫۱۰	۲۵٫۳۰	۰٫۱۱	۲٫۶۱	۲٫۹۳	۱٫۱۱	۱۸٫۷۱	۶٫۶۸	۶۸٫۹	۲۸	۱۲۲	۳۱٫۷	۳۵۶	۴۸٫۱	۷۴۱۴	۱۳۲۳۰	۱۵۷۵۳
CSJ3-	۰٫۴۰	۰٫۰۷	۱۷٫۵۹	۰٫۰۶	۰٫۵۹	۱٫۲۱	۰٫۳۹	۸٫۵۸	۲٫۹۱	۳۷٫۴	۱۶٫۱	۷۹	۱۸٫۹	۱۹۶	۳۹٫۴	۸۳۹۲	۷۰۵۲	۸۵۱۲
CSJ3-	۰٫۴۶	۰٫۲۹	۲۷٫۱۰	۰٫۱۱	۱٫۴۶	۱٫۹۸	۰٫۶۵	۱۲٫۲۹	۴٫۰۲	۵۰٫۱	۲۰	۹۴	۲۶٫۹	۳۰۳	۴۶	۷۳۶۲	۱۰۷۹۱	۱۶۴۲۱
CSJ3-	۰٫۴۰	۰٫۰۸	۲۵٫۲۸	۰٫۱۴	۲٫۲۴	۳٫۴۵	۰٫۹۹	۱۹٫۵۷	۶٫۷۲	۷۷٫۸	۳۱٫۱	۱۳۹	۳۴٫۱	۳۳۲	۶۲٫۱	۸۷۱۰	۱۴۸۱۶	۱۳۶۵۳
CSJ3-	۰٫۵۰	۰٫۱۲	۲۱٫۸۶	۰٫۰۸	۱٫۰۲	۲٫۱۳	۰٫۶۵	۱۱٫۳۹	۴٫۳۳	۴۹٫۶	۲۰٫۸	۹۸	۲۵٫۵	۲۶۰	۴۹٫۱	۸۲۵۰	۸۸۴۳	۱۰۸۹۴
CSJ3-	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۲۸٫۳۰	۰٫۱۰	۱٫۰۸	۱٫۷۶	۰٫۶۵	۱۱٫۶۰	۴٫۴۲	۵۲٫۷	۲۱٫۳	۱۰۲	۲۵٫۷	۲۵۷	۵۱٫۳	۸۹۶۳	۱۲۳۹۲	۱۳۷۷۰
CSJ3-	۰٫۶۹	۰٫۱۱	۱۷٫۶۶	۰٫۰۴	۰٫۸۱	۱٫۶۳	۰٫۶۳	۱۰٫۰۹	۳٫۵۲	۴۱٫۹	۱۷٫۴	۸۱	۱۹٫۷	۲۰۰	۳۸٫۳	۸۲۸۸	۶۷۶۷	۷۷۹۴
CSJ3-	۰٫۵۰	۰٫۶۲	۳۳٫۹۶	۰٫۲۱	۲٫۱۵	۴٫۰۱	۰٫۹۱	۱۹٫۱۷	۶٫۵۵	۷۵٫۴	۳۱٫۵	۱۴۴	۳۵٫۸	۳۶۵	۷۶٫۱	۸۵۹۰	۱۸۵۱۱	۱۸۳۹۰
CSJ3-	۰٫۴۲	۰٫۵۱	۲۷٫۳۸	۰٫۱۱	۱٫۴۸	۲٫۱۷	۰٫۵۴	۱۲٫۶۹	۴٫۸۵	۵۳٫۱	۲۱٫۸	۱۰۸	۲۷٫۹	۳۰۷	۵۲٫۱	۸۰۳۸	۱۰۲۱۶	۱۳۳۷۷
CSJ3-	۰٫۵۸	۰٫۱۲	۱۷٫۹۶	۰٫۰۵	۰٫۹۳	۱٫۸۵	۰٫۵۷	۱۰٫۰۶	۳٫۳۳	۳۹٫۱	۱۶٫۵۱	۷۸	۱۹٫۵	۲۰۷	۳۹	۸۳۶۵	۶۹۸۶	۸۴۲۳
CSJ8-	۰٫۶۵	۰٫۰۷	۱۷٫۷۰	۰٫۰۷	۱٫۰۷	۱٫۴۵	۰٫۳۲	۷٫۷۴	۲٫۸۴	۳۳٫۳	۱۳٫۵	۶۲	۱۶٫۵	۱۶۸	۲۸٫۳	۹۱۴۵	۶۵۹۴	۹۰۷۱
CSJ8-	۰٫۴۸	۰٫۰۵	۲۰٫۵	۰٫۰۷	۱٫۴۰	۳٫۳۴	۰٫۹۵	۱۵٫۷۴	۵٫۸۴	۶۶٫۵	۲۶٫۹	۱۲۰	۳۰٫۱	۳۰۰	۵۴٫۳	۸۷۵۳	۱۰۰۸۶	۱۰۵۵۵
CSJ8-	۰٫۳۶	۰٫۰۶	۲۵٫۳۸	۰٫۱۰	۰٫۹۲	۲٫۴۳	۰٫۶۰	۱۳٫۲۴	۴٫۶۲	۵۴٫۷	۲۲٫۹	۱۰۷	۲۷٫۹	۲۹۰	۵۲٫۲	۹۰۲۳	۱۰۹۰۸	۱۲۸۴۸
CSJ8-	۰٫۳۸	۰٫۰۶	۴۲٫۳۵	۰٫۰۹	۱٫۰۵	۲٫۹۲	۰٫۵۷	۱۲٫۷۹	۴٫۸۷	۶۱٫۴	۲۶٫۳	۱۲۰	۳۱٫۶	۳۵۱	۵۸	۹۰۳۸	۱۸۱۱۸	۲۷۸۰۸
CSJ8-	۰٫۲۸	۰٫۰۵	۲۸٫۲۷	۰٫۰۵	۰٫۵۴	۱٫۷۷	۰٫۴۴	۹٫۲۵	۳٫۷۷	۴۸	۱۹٫۷	۹۳	۲۴٫۹	۲۶۹	۴۸٫۶	۸۶۸۸	۱۰۴۱۱	۱۵۱۸۶
CSJ8-	۰٫۲۵	۰٫۰۶	۳۰٫۹۳	۰٫۰۶	۰٫۵۵	۱٫۸۸	۰٫۶۲	۱۰٫۴۸	۴٫۴۵	۵۲٫۸	۲۲٫۳	۱۱۱	۲۰٫۱	۳۲۳	۵۹٫۴	۸۸۸۵	۱۱۸۴۶	۱۷۶۳۲
CSJ8-	۰٫۲۳	۰٫۴۶	۳۶٫۸۴	۰٫۱۷	۱٫۴۲	۲٫۱۸	۰٫۶۳	۱۲٫۰۴	۴٫۶۶	۵۲٫۶	۲۱٫۳	۱۰۰	۲۵٫۵	۲۶۴	۴۹٫۳	۹۳۳۲	۲۰۳۷۳	۲۳۸۱۸
CSJ8-	۰٫۴۴	۰٫۰۷	۷۶٫۰۰	۰٫۱۲	۲٫۱۱	۴٫۷۱	۱٫۲۳	۲۴٫۴۶	۹٫۴۵	۱۱۵٫۳	۴۶٫۴	۲۱۵	۵۵٫۸	۶۱۵	۹۶٫۹	۸۰۶۸	۴۴۹۹۳	۵۰۱۰۷
CSJ8-	۱٫۳۵	۰٫۰۹	۲۹٫۷۷	۰٫۷۰	۸٫۹۴	۱۱٫۶۵	۱٫۹۷	۴۵٫۳۹	۱۳٫۹۴	۱۴۱٫۹	۴۹٫۴	۲۰۲	۴۶٫۳	۴۳۶	۶۹٫۹	۷۳۲۴	۲۷۱۰۴	۲۰۱۰۳
CSJ8-	۰٫۲۵	۰٫۰۷	۳۲٫۲۰	۰٫۱۹	۲٫۰۳	۳٫۵۱	۱٫۰۲	۱۸٫۷۹	۶٫۸۰	۷۹٫۸	۳۱٫۸	۱۴۶	۳۷٫۲	۳۹۴	۶۸٫۱	۹۱۳۵	۱۵۰۵۲	۱۶۸۵۸
CSJ8-	۰٫۳۴	۰٫۰۶	۸٫۸۴	۰٫۰۵	۰٫۷۰	۱٫۸۵	۰٫۳۲	۱۱٫۷۲	۴٫۵۰	۵۶٫۹	۲۴٫۱	۱۱۳	۲۹٫۴	۳۰۲	۴۹٫۸	۸۰۶۴	۴۸۴۰	۸۳۱۷
CSJ8-	۰٫۲۹	۰٫۰۷	۵۵٫۱۸	۰٫۱۴	۱٫۴۵	۳٫۹۳	۱٫۱۱	۲۱٫۲۲	۸٫۲۶	۱۰۱٫۴	۴۳٫۳	۱۹۱	۴۷٫۲	۴۶۲	۸۱٫۶	۸۱۶۹	۲۰۵۰۸	۱۹۰۷۶
CSJ8-	۰٫۲۳	۰٫۰۶	۲۲٫۴۹	۰٫۰۶	۰٫۷۳	۱٫۵۶	۰٫۴۱	۹٫۵۷	۳٫۷۲	۴۶٫۳	۱۹٫۴	۸۹	۲۳٫۹	۲۷۸	۴۴	۸۳۹۲	۸۴۷۰	۱۴۴۱۱
CSJ8-	۰٫۴۴	۰٫۰۴	۲۶٫۸۶	۰٫۱۰	۱٫۵۷	۳٫۰۲	۰٫۸۴	۱۴٫۶۲	۵٫۱۳	۶۱٫۷	۲۴٫۶	۱۰۹	۲۹٫۸	۳۲۶	۵۲	۷۴۷۳	۱۰۹۸۱	۱۴۴۹۴
CSJ8-	۰٫۴۴	۰٫۰۵	۲۰٫۹۲	۰٫۱۰	۱٫۶۴	۲٫۴۲	۱٫۰۳	۱۱٫۳۹	۳٫۵۵	۴۰٫۳	۱۶٫۱	۷۴	۱۸٫۱	۱۸۲	۳۴٫۱	۷۰۶۵	۶۲۴۲	۱۰۰۰۸
CSJ8-	۰٫۶۷	۰٫۰۷	۲۶٫۴۲	۰٫۲۹	۳٫۸۸	۶٫۳۵	۲٫۱۵	۳۰٫۹۵	۱۰٫۱۴	۱۰۷٫۶	۴۰٫۸	۱۷۴	۴۱٫۷	۴۰۰	۶۸٫۱	۷۸۱۵	۱۷۸۶۱	۱۲۶۹۸
CSJ8-	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۶۱٫۱۷	۰٫۰۸	۱٫۵۵	۳٫۱۱	۱٫۰۵	۱۵٫۷۳	۶٫۴۸	۸۴٫۵	۳۶	۱۶۹	۴۶٫۵	۵۱۹	۸۵٫۴	۸۵۰۶	۲۴۸۱۷	۳۴۰۹۶
CSJ8-	۰٫۴۰	۰٫۰۳	۳۱٫۷۳	۰٫۰۸	۱٫۰۳	۲٫۰۹	۰٫۷۵	۱۰٫۸۱	۴٫۰۴	۴۷٫۲	۱۹	۸۷	۲۳٫۱	۲۵۷	۳۹٫۳	۸۴۳۹	۱۲۲۱۱	۱۶۱۲۴
CSJ8-	۰٫۲۰	۰٫۱۱	۲۴٫۲	۰٫۰۸	۱٫۱۶	۲٫۱۱	۰٫۷۶	۱۲٫۷۶	۵٫۲۰	۶۱٫۴	۲۴٫۶	۱۱۱	۲۷٫۳	۲۷۷	۵۱٫۲	۹۰۸۸	۱۰۷۸۵	۱۰۹۱۳
CSJ8-	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۳۴٫۵۵	۰٫۱۱	۱٫۵۱	۳٫۰۰	۱٫۰۳	۱۶٫۶۰	۵٫۵۰	۶۸٫۷	۲۸٫۲	۱۲۸	۳۲٫۸	۳۴۸	۶۲٫۲	۹۳۰۷	۱۶۶۹۰	۲۰۳۶۵
CSJ8-	۰٫۳۱	۰٫۱۵	۳۸٫۴۱	۰٫۲۲	۱٫۸۸	۴٫۰۶	۱٫۲۵	۲۱٫۸۹	۷٫۳۰	۸۳٫۴	۳۵	۱۶۴	۳۹٫۵	۳۸۹	۷۴٫۹	۹۱۲۳	۲۱۰۲۶	۱۹۲۴۳
CSJ8-	۰٫۵۰	۰٫۱۵	۳۳٫۹۸	۰٫۱۳	۱٫۲۱	۲٫۳۳	۰٫۵۵	۱۳٫۲۵	۴٫۹۸	۶۲٫۶	۲۵٫۸	۱۱۹	۳۰	۳۱۵	۵۷٫۶	۹۱۲۳	۱۷۷۴۰	۱۸۷۳۱
CSJ9-	۰٫۲۷	۰٫۰۵	۴۱٫۹۷	۰٫۰۷	۱٫۲۴	۲٫۲۹	۰٫۷۲	۱۱٫۸۷	۴٫۷۱	۵۵٫۶	۲۲٫۹	۱۰۶	۲۷٫۲	۲۸۷	۵۰٫۱	۹۰۲۴	۲۰۶۵۴	۲۴۰۹۳
CSJ9-	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۶۴٫۸۱	۰٫۱۹	۲٫۹۶	۴٫۸۷	۱٫۳۳	۲۴٫۴۴	۹٫۱	۱۰۶٫۹	۴۱٫۶	۱۸۵	۴۵٫۲	۴۶۱	۸۰٫۵	۸۵۷۳	۴۲۸۹۹	۳۷۳۷۱
CSJ9-	۰٫۳۴	۰٫۰۷	۵۸٫۳۷	۰٫۲۱	۳٫۶۶	۸٫۵۶	۲٫۲۰	۳۶٫۶۳	۱۲٫۶۵	۱۴۵٫۶	۵۵٫۸	۲۴۶	۶۱٫۲	۶۶۲	۱۰۱٫۵	۸۷۰۶	۳۸۴۶۷	۳۸۳۱۳
CSJ9-	۰٫۳۰	۰٫۴۰	۴۶٫۵	۰٫۰۸	۱٫۱۳	۲٫۶۰	۰٫۹۰	۱۲٫۶۰	۴٫۵۵	۵۵٫۶	۲۳٫۹	۱۰۸	۲۹٫۵	۳۳۸	۵۲٫۲	۸۰۰۲	۲۰۳۴۳	۲۹۴۴۹
CSJ9-	۰٫۳۱	۰٫۷۶	۵۱٫۶۷	۰٫۲۵	۲٫۲۴	۳٫۱۴	۰٫۸۷	۱۵٫۱۱	۵٫۵۶	۶۳٫۷	۲۶٫۴	۱۲۲	۳۱٫۲	۳۳۰	۵۷٫۱	۹۱۶۱	۲۶۹۶۹	۳۲۸۵۰
CSJ9-	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۳۰٫۷۹	۰٫۰۹	۰٫۸۹	۱٫۶۷	۰٫۵۰	۸٫۱۶	۳٫۲۴	۳۹٫۷	۱۶٫۲	۷۶	۲۰٫۶	۲۳۳	۳۷٫۲	۸۲۹۱	۱۰۷۲۵	۱۸۹۹۸
CSJ9-	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۴۷٫۱۹	۰٫۱۷	۱٫۵۶	۳٫۰۲	۰٫۷۶	۱۶٫۶۸	۵٫۹۲	۶۷٫۳	۲۷٫۶	۱۲۸	۳۱٫۲	۳۳۰	۵۷٫۴	۹۰۹۱	۲۲۷۵۶	۲۸۶۰۳
CSJ9-	۰٫۱۷	۰٫۹۱	۵۲٫۴۰	۰٫۳۸	۲٫۴۶	۲٫۹۲	۰٫۸۵	۱۴٫۱۹	۵٫۲۲	۶۴٫۴	۲۶٫۲	۱۲۱	۳۲	۳۳۹	۵۵٫۹	۸۲۷۷	۲۸۷۶۸	۳۳۲۱۶
CSJ9-	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۴۵٫۰۱	۰٫۱۴	۱٫۹۸	۳٫۶۲	۱٫۱۰	۱۷٫۸۹	۶٫۸۱	۷۹٫۹	۳۱٫۶	۱۵۳	۴۰٫۲	۴۵۷	۷۳٫۶	۸۱۸۱	۲۰۶۵۴	۲۸۰۱۷
CSJ9-	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۴۷٫۱۹	۰٫۲۰	۲٫۸۱	۵٫۱۰	۱٫۲۱	۲۳٫۴۴	۷٫۵۷	۹۲٫۴	۲۷٫۱	۱۶۴	۴۱٫۲	۴۸۴	۶۹٫۴	۷۴۱۱	۲۵۹۰۳	۳۲۳۵۳
CSJ9-	۰٫۴۷	۰٫۸۲	۴۲٫۳۲	۰٫۱۵	۱٫۴۱	۲٫۵۷	۰٫۷۰	۱۲٫۶۷	۴٫۶۴	۵۵٫۸	۲۲٫۳	۱۰۵	۲۶٫۹	۳۰۲	۴۷٫۱	۸۴۰۴	۲۰۹۹۸	۲۷۶۹۴
CSJ9-	۰٫۳۵	۰٫۱۴	۳۱٫۸۴	۰٫۰۷	۰٫۹۶	۱٫۶۴	۰٫۵۵	۱۰٫۴۲	۳٫۹۴	۴۷٫۹	۲۰	۹۶	۲۳٫۶	۲۶۷	۴۷٫۸	۹۳۳۷	۱۴۲۶۸	۲۰۹۶۴
CSJ9-	۰٫۱۹	۰٫۸۶	۳۵٫۹۲	۰٫۱۶	۱٫۶۴	۲٫۳۴	۰٫۶۸	۱۲٫۵۰	۴٫۸۱	۵۶٫۲	۲۳٫۷	۱۱۳	۲۸٫۷	۳۱۹	۵۷٫۵	۹۸۷۹	۱۶۹۹۴	۲۴۶۹۸
CSJ9-	۰٫۳۰	۰٫۱۳	۳۸٫۶۲	۰٫۱۲	۰٫۹۱	۲٫۱۰	۰٫۵۸	۱۰٫۲۷	۴٫۱۹	۴۸٫۶	۲۰٫۶	۹۸	۲۴٫۶	۲۶۷	۴۸٫۴	۹۴۲۹	۲۱۹۶۱	۲۶۷۹۶
CSJ9-	۰٫۳۴	۰٫۶۵	۴۰٫۶۱	۰٫۲۶	۳٫۱۹	۴٫۶۷	۱٫۴۲	۲۱٫۰۹	۷٫۵۵	۸۵٫۳	۳۲٫۳	۱۴۸	۳۸٫۱	۴۲۸	۵۹٫۶	۸۰۱۸	۱۹۴۸۴	۲۴۹۰۵
CSJ9-	۰٫۷۳	۰٫۴۴	۲۱٫۹۱	۰٫۱۳	۱٫۱۷	۱٫۵۶	۰٫۳۸	۸٫۱۰	۲٫۹۶	۳۴٫۲	۱۳٫۶	۶۲	۱۵٫۲	۱۶۰	۲۸٫۶	۹۳۰۷	۸۸۳۷	۱۲۴۵۳
CSJ9-	۰٫۱۸	۰٫۳۶	۴۴٫۰۹	۰٫۱۴	۱٫۸۴	۲٫۲۸	۰٫۸۲	۱۴٫۴۰	۵٫۰۸	۵۶٫۳	۲۴٫۳	۱۱۸	۲۸٫۲	۲۹۰	۵۴٫۴	۹۶۲۸	۲۹۱۴۶	۳۳۴۲۶
CSJ9-	۰٫۲۹	۰٫۱۲	۶۰٫۳۹	۹٫۱۰	۱٫۸۲	۳٫۹۶	۱٫۳۳	۲۲٫۳۰	۸٫۰۸	۹۰٫۴	۳۶٫۹	۱۷۳	۴۲٫۳	۴۳۴	۷۹٫۱	۸۸۹۷	۴۳۲۶۳	۳۸۷۶۷

ادامه جدول ۱

Dehsalm mineralized samples

Dsl2-01	۱٫۵۹	۰٫۰۷	۱۳٫۱۸	۰٫۰۹	۰٫۸۰	۲٫۰۶	۰٫۶۱	۱۰٫۶۶	۳٫۶۲	۳۸٫۳	۱۴٫۵	۶۲	۱۴٫۲	۱۴۵	۲۴٫۶	۸۰۳۴	۴۹۰۰	۴۷۷۸
Dsl2-02	۱٫۲۹	۰٫۰۵	۲۵٫۶۴	۰٫۱۶	۴٫۰۱	۸٫۱۱	۱٫۳۳	۲۸٫۸۶	۸٫۸۹	۸۷٫۲	۲۹٫۸	۱۲۰	۲۷٫۲	۲۵۷	۴۲٫۲	۸۱۹۸	۱۴۴۴۴	۱۱۲۷۷
Dsl2-03	۱٫۸۱	۰٫۰۵	۱۴٫۱۴	۰٫۰۵	۱٫۰۴	۱٫۷۵	۰٫۴۳	۷٫۵۹	۲٫۶۰	۲۷٫۸	۱۰٫۳	۴۵	۱۱	۱۱۴	۲۰	۷۷۷۸	۴۷۱۳	۴۷۴۱
Dsl2-04	۱٫۵۴	۰٫۱۱	۱۸٫۲۵	۰٫۰۸	۱٫۴۸	۲٫۹۶	۰٫۶۶	۱۰٫۶۵	۲٫۹۱	۳۲٫۶	۱۳	۵۳	۱۳٫۹	۱۵۱	۲۱٫۹	۶۸۴۷	۵۶۵۱	۷۳۴۱
Dsl2-05	۱٫۱۹	۰٫۰۹	۱۴٫۳۰	۰٫۰۶	۱٫۲۲	۱٫۹۶	۰٫۵۴	۱۱٫۱۲	۳٫۳۷	۳۵٫۵	۱۳٫۸	۵۹	۱۴٫۲	۱۴۷	۲۳٫۸	۷۶۲۷	۴۵۷۹	۵۱۱۳
Dsl2-06	۰٫۹۵	۰٫۱۳	۱۸٫۲۶	۰٫۱۴	۱٫۸۶	۲٫۷۲	۰٫۵۳	۱۲٫۵۰	۳٫۹۵	۴۲٫۶	۱۶	۶۹	۱۷٫۷	۱۹۶	۲۹٫۷	۷۳۳۲	۸۲۳۳	۹۴۷۰
Dsl2-07	۱٫۱۹	۰٫۰۳	۱۷٫۷۸	۰٫۱۹	۳٫۱۷	۵٫۱۲	۱٫۰۱	۲۰٫۹۳	۶٫۳۰	۶۰٫۵	۲۱٫۶	۹۱	۲۱	۲۰۹	۳۵٫۸	۷۷۰۷	۸۵۸۲	۷۳۲۴
Dsl2-08	۱٫۴۸	۰٫۰۴	۱۶٫۱۱	۰٫۱۵	۲٫۲۲	۵٫۵۱	۱٫۲۱	۲۰٫۶۱	۶٫۴۶	۶۲٫۸	۲۲	۸۸	۲۰٫۱	۱۹۷	۳۲٫۵	۷۳۵۵	۷۰۵۸	۵۳۴۷
Dsl2-09	۱٫۴۹	۰٫۰۷	۲۱٫۶۱	۰٫۴۶	۶٫۸۱	۸٫۹۱	۲٫۲۰	۳۰٫۹۰	۹٫۰۲	۹۱	۳۲٫۸	۱۳۸	۳۰٫۸	۳۱۲	۵۰٫۶	۷۵۳۴	۱۴۲۴۵	۱۱۴۰۵
Dsl2-10	۱٫۰۵	۰٫۰۶	۱۷٫۹۵	۰٫۰۷	۱٫۲۱	۲٫۰۱	۰٫۵۹	۹٫۳۰	۳٫۰۷	۳۳٫۵	۱۲٫۱	۵۳	۱۳٫۴	۱۳۹	۲۳٫۶	۷۶۵۲	۷۹۳۰	۸۵۴۲
Dsl2-11	۱٫۷۴	۰٫۰۵	۱۷٫۶۶	۰٫۰۷	۰٫۹۸	۱٫۷۶	۰٫۳۹	۷٫۷۱	۲٫۳۸	۲۴٫۶	۸٫۷	۳۵	۸٫۷	۱۰۵	۱۳٫۹	۶۲۵۱	۵۴۶۰	۷۰۵۰
Dsl2-12	۱٫۸۷	۰٫۰۶	۱۳٫۶۸	۰٫۰۵	۰٫۷۹	۱٫۶۵	۰٫۴۶	۹٫۷۶	۲٫۹۷	۳۲٫۴	۱۱٫۴	۵۰	۱۱٫۶	۱۲۰	۲۰٫۹	۷۶۲۸	۵۱۴۱	۴۵۶۹
Dsl2-13	۱٫۳۱	۰٫۰۹	۱۶٫۷۰	۰٫۱۳	۱٫۴۰	۲٫۴۸	۰٫۶۳	۱۱٫۳۰	۳٫۴۰	۳۶	۱۲٫۵	۵۳	۱۳٫۶	۱۵۰	۲۰٫۷	۶۵۴۴	۵۶۲۸	۶۸۲۵
Dsl2-14	۱٫۱۶	۰٫۲۵	۲۰٫۶۴	۰٫۲۰	۲٫۵۲	۳٫۹۱	۰٫۸۵	۱۶٫۶۱	۵٫۲۴	۵۲٫۶	۱۹٫۸	۸۶	۲۰٫۳	۱۹۲	۳۶٫۳	۸۴۸۱	۱۱۲۶۹	۹۲۰۴
Dsl2-15	۱٫۲۵	۰٫۰۶	۲۴٫۴۸	۰٫۱۰	۱٫۹۳	۲٫۵۴	۰٫۴۴	۱۲٫۰۲	۴٫۱۵	۴۲	۱۵٫۱	۶۶	۱۶٫۱	۱۶۵	۲۷٫۴	۸۳۸۵	۱۱۰۵۴	۱۱۳۶۳
Dsl2-16	۱٫۰۶	۰٫۰۵	۱۹٫۱۳	۰٫۳۱	۳٫۵۳	۴٫۴۷	۱٫۲۱	۱۹٫۶۲	۶٫۱۶	۶۶٫۹	۲۲٫۷	۹۴	۲۳	۲۶۶	۳۶٫۶	۷۳۸۶	۱۲۰۴۲	۱۱۷۵۹
Dsl2-17	۰٫۸۹	۰٫۲۰	۲۴٫۵۸	۰٫۱۹	۲٫۳۳	۵٫۲۲	۱٫۲۰	۲۳٫۰۸	۷٫۱۰	۷۱٫۱	۲۵٫۷	۱۱۲	۲۷٫۵	۲۷۶	۴۸٫۸	۸۶۶۵	۱۴۶۷۳	۱۳۸۱۳
Dsl2-18	۰٫۷۶	۰٫۱۰	۱۱٫۷۸	۰٫۰۵	۰٫۵۴	۲٫۲۷	۰٫۶۴	۹٫۹۰	۳٫۳۸	۳۵٫۷	۱۳٫۵	۵۹	۱۴٫۵	۱۴۱	۲۶٫۲	۹۰۲۰	۵۸۳۹	۵۶۴۸
Dsl2-19	۰٫۸۶	۰٫۰۸	۱۷٫۸۲	۰٫۰۶	۰٫۵۰	۱٫۳۷	۰٫۳۱	۷٫۳۹	۲٫۶۰	۲۸٫۵	۱۰٫۹	۴۹	۱۲٫۵	۱۲۹	۲۴٫۱	۸۸۳۸	۷۰۳۹	۷۹۳۰
Dsl2-20	۱٫۵۲	۰٫۰۵	۱۶٫۲۷	۰٫۲۰	۲٫۹۸	۴٫۷۶	۱٫۲۱	۱۹٫۳۱	۵٫۵۲	۵۶٫۶	۲۰٫۳	۸۳	۲۰٫۳	۱۹۸	۳۲٫۵	۷۹۳۶	۸۱۲۳	۶۵۷۴
Dsl2-21	۱٫۷۸	۰٫۰۸	۱۴٫۷۵	۰٫۰۹	۱٫۲۹	۴٫۰۱	۰٫۹۰	۱۵٫۳۷	۴٫۵۸	۴۷٫۴	۱۶٫۶	۶۷	۱۶٫۲	۱۵۹	۲۵٫۹	۸۱۰۸	۶۳۵۴	۵۳۲۹
Dsl4-01	۰٫۸۰	۰٫۰۹	۱۵٫۷۱	۰٫۴۷	۶٫۱۵	۸٫۱۳	۲٫۵۷	۳۱٫۵۶	۹٫۱۷	۹۲٫۱	۳۳٫۶	۱۴۱	۳۱	۲۹۵	۵۱٫۹	۷۴۰۰	۷۰۰۵	۴۹۰۳
Dsl4-02	۱٫۰۷	۰٫۰۷	۱۱٫۲۷	۰٫۲۰	۳٫۴۸	۴٫۸۸	۰٫۹۲	۱۷٫۰۲	۵٫۱۳	۵۱٫۳	۱۹٫۹	۸۶	۱۹٫۵	۱۸۰	۳۳٫۱	۷۹۴۰	۴۲۷۰	۳۸۶۱
Dsl4-03	۱٫۴۰	۰٫۱۲	۱۶٫۷۱	۰٫۵۸	۸٫۰۱	۱۱٫۰۱	۱٫۷۲	۳۹٫۹۳	۱۱٫۱۱	۱۰۱٫۶	۳۵٫۵	۱۴۱	۳۰٫۱	۲۷۸	۴۷٫۲	۷۵۳۲	۱۰۵۶۳	۷۷۸۳
Dsl4-04	۱٫۰۹	۰٫۰۹	۱۷٫۶۳	۰٫۰۶	۱٫۲۴	۲٫۴۱	۰٫۸۴	۱۰٫۵۶	۳٫۴۷	۳۵٫۷	۱۳٫۹	۵۹	۱۴٫۷	۱۶۱	۲۴٫۳	۷۳۱۶	۳۶۹۶	۴۱۱۴
Dsl4-05	۰٫۹۰	۰٫۰۸	۲۱٫۵۹	۰٫۶۵	۰٫۰۲	۱۱٫۱۶	۱٫۷۶	۴۴٫۴۳	۱۲٫۸۶	۱۱۹٫۳	۴۱٫۹	۱۶۶	۳۶٫۱	۳۴۲	۵۴٫۸	۷۱۴۳	۱۳۹۸۹	۱۱۰۴۸
Dsl4-06	۱٫۴۸	۰٫۱۰	۲۱٫۸۳	۰٫۶۳	۹٫۱۶	۱۱٫۹۰	۱٫۷۶	۴۳٫۳۳	۱۲٫۵۵	۱۲۲٫۳	۴۲٫۷	۱۷۲	۳۷٫۵	۳۶۲	۵۶٫۷	۷۲۴۷	۱۳۵۱۳	۱۰۳۹۳
Dsl4-07	۰٫۹۰	۰٫۰۸	۱۷٫۷۰	۰٫۰۶	۱٫۰۴	۱٫۷۷	۰٫۷۱	۱۰٫۶۳	۳٫۳۵	۳۶٫۱	۱۳٫۳	۵۷	۱۳٫۸	۱۴۸	۲۴٫۷	۷۸۵۱	۴۸۷۶	۴۹۵۳
Dsl4-08	۰٫۹۹	۰٫۰۷	۱۸٫۴۸	۰٫۳۴	۵٫۵۱	۹٫۰۶	۲٫۵۲	۳۰٫۰۹	۸٫۴۸	۸۶٫۷	۲۹٫۳	۱۲۴	۲۸٫۲	۲۷۲	۴۴٫۹	۷۳۷۷	۷۶۶۳	۵۲۷۳
Dsl4-09	۱٫۸۰	۰٫۲۲	۲۱٫۶۱	۰٫۸۴	۸٫۷۶	۱۲٫۵۳	۲٫۴۴	۴۳٫۶۵	۱۲٫۸۸	۱۲۴٫۶	۴۴٫۸	۱۸۲	۴۱٫۶	۳۷۹	۶۴٫۳	۷۰۱۲	۱۴۵۴۱	۹۶۸۳
Dsl4-10	۰٫۶۸	۰٫۰۷	۱۲٫۸۷	۰٫۰۹	۱٫۲۵	۱٫۸۴	۰٫۶۵	۹٫۵۰	۳٫۲۶	۳۵٫۶	۱۳٫۷	۶۲	۱۴٫۸	۱۵۵	۲۶٫۹	۷۷۹۷	۳۳۹۵	۳۷۰۸
Dsl4-11	۱٫۵۰	۰٫۰۷	۱۳٫۸۴	۰٫۰۸	۲٫۰۳	۳٫۰۲	۰٫۶۸	۱۲٫۹۸	۳٫۷۸	۳۷٫۳	۱۳٫۴	۵۷	۱۳٫۶	۱۲۹	۲۲٫۱	۷۲۰۳	۳۷۳۵	۳۴۹۰
Dsl4-13	۱٫۳۰	۰٫۰۵	۱۵٫۵۷	۰٫۳۹	۴٫۵۲	۵٫۶۴	۰٫۰۸	۲۴٫۵۲	۶٫۰۳	۶۲٫۱	۲۳٫۳	۹۴	۲۲٫۳	۲۱۷	۳۳٫۴	۶۹۷۶	۵۷۴۲	۵۹۴۲
Dsl4-14	۰٫۷۵	۰٫۰۸	۱۷٫۶۳	۰٫۱۸	٫۳۳	۴٫۵۵	۱٫۵۰	۲۱٫۹۹	۶٫۴۹	۶۷٫۳	۲۴٫۱	۹۹	۲۳٫۲	۲۲۹	۳۸٫۱	۴۲۷۷	۶۶۰۹	۴۸۳۶
Dsl4-15	۰٫۸۷	۰٫۰۹	۱۳٫۶۸	۰٫۱۰	۰٫۹۱	۲٫۰۲	۰٫۶۳	۸٫۰۹	۲٫۹۹	۳۱	۱۱٫۵	۵۲	۱۲٫۴	۱۲۲	۲۱٫۷	۷۶۰۵	۳۵۲۳	۳۱۹۷
Dsl4-16	۰٫۲۵	۰٫۰۶	۶۱٫۰۳	۰٫۰۷	۱٫۶۹	۳٫۹۰	۱٫۴۸	۲۵٫۱۹	۱۰٫۰۳	۱۲۰٫۴	۵۰٫۸	۲۳۳	۵۵٫۹	۵۴۹	۹۸٫۹	۷۷۶۱	۲۰۳۴۷	۱۲۴۴۶
Dsl4-18	۱٫۰۴	۰٫۱۰	۱۱٫۶۶	۰٫۰۵	۰٫۷۴	۱٫۲۶	۰٫۵۰	۷٫۶۱	۲٫۴۸	۲۷٫۸	۱۰٫۵	۴۶	۱۲٫۱	۱۲۹	۲۰٫۲	۷۲۰۰	۲۱۸۰	۲۳۶۸
Dsl4-19	۱٫۱۱	۰٫۰۵	۱۲٫۷۹	۰٫۰۵	۰٫۹۲	۱٫۹۵	۰٫۶۹	۸٫۹۶	۲٫۹۴	۳۰٫۴	۱۱٫۴	۵۰	۱۲٫۴	۱۲۹	۲۲٫۱	۷۵۴۲	۳۰۲۴	۲۹۵۵
Dsl4-20	۱٫۲۹	۰٫۰۸	۱۶٫۱۲	۰٫۰۶	۱٫۲۹	۲٫۵۷	۰٫۶۱	۱۰٫۵۳	۳٫۴۷	۳۵٫۶	۱۳٫۳	۵۶	۱۳	۱۳۰	۲۲٫۵	۷۸۸۱	۴۱۲۵	۳۷۳۳

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.14.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.901]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.14.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.901]

جدول ۲ مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+}، fO_2 و دمای Ti در زیرکن محاسبه شده برای زیرکن‌های ماگمایی توده‌های نفوذی کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم.

Sample	Eu/Eu*	Ce^{4+}/Ce^{3+}	T*(°K)	1σ	Log fO_2 (1σ)	ΔFMQ (1σ)
			Chah Shaljami mineralized samples			
CSJ3-01	۰/۳۹	۹۸	۸۱۳	۱۸	-۲۳/۱۶ (۱/۴۳)	-۰/۹۳ (۱/۴۳)
CSJ3-02	۰/۶۵	۱۷	۸۴۴	۱۹	-۲۱/۷۰ (۱/۳۶)	-۰/۶۴ (۱/۳۶)
CSJ3-03	۰/۳۱	۱۱۶	۸۱۳	۱۸	-۲۳/۲۴ (۱/۳۶)	-۱/۰۲ (۱/۳۶)
CSJ3-04	۰/۲۸	۱۶۵	۸۱۸	۱۸	-۲۲/۹۵ (۱/۵۰)	-۰/۹۴ (۱/۵۰)
CSJ3-05	۰/۳۷	۶۰	۸۵۲	۱۹	-۲۲/۵۴ (۱/۳۶)	-۱/۷۵ (۱/۳۶)
CSJ3-06	۰/۳۴	۱۵۱	۸۰۱	۱۷	-۲۳/۸۹ (۱/۵۳)	-۱/۲۰ (۱/۵۳)
CSJ3-07	۰/۵۳	۲۲	۸۳۲	۱۸	-۲۲/۲۵ (۱/۴۰)	-۰/۷۵ (۱/۴۰)
CSJ3-08	۰/۶۵	۴۰	۸۲۸	۱۸	-۲۲/۷۳ (۱/۴۱)	-۱/۰۸ (۱/۴۱)
CSJ3-09	۰/۵۴	۱۴	۸۶۸	۱۹	-۲۱/۷۰ (۱/۳۷)	-۱/۴۷ (۱/۳۷)
CSJ3-10	۰/۴۳	۱۷۰	۸۳۷	۱۸	-۲۲/۱۵ (۱/۵۵)	-۰/۸۲ (۱/۵۵)
CSJ3-11	۰/۳۲	۱۲۸	۸۰۰	۱۷	-۲۳/۵۹ (۱/۵۰)	-۰/۸۷ (۱/۵۰)
CSJ3-12	۰/۳۸	۱۴۹	۸۱۰	۱۸	-۲۳/۱۶ (۱/۵۳)	-۰/۸۴ (۱/۵۳)
CSJ3-13	۰/۳۸	۹۳	۸۰۳	۱۷	-۲۳/۵۰ (۱/۴۷)	-۰/۹۰ (۱/۴۷)
CSJ3-14	۰/۴۶	۶۸	۸۳۴	۱۸	-۲۲/۳۸ (۱/۵۲)	-۰/۹۶ (۱/۵۲)
CSJ3-15	۰/۳۷	۲۴۷	۸۱۳	۱۸	-۲۳/۲۹ (۱/۴۴)	-۱/۰۸ (۱/۴۴)
CSJ3-16	۰/۴۰	۱۵۶	۸۲۱	۱۸	-۲۲/۶۵ (۱/۶۴)	-۰/۷۴ (۱/۶۴)
CSJ3-17	۰/۳۷	۷۴	۸۱۳	۱۸	-۲۳/۱۹ (۱/۴۵)	-۰/۹۸ (۱/۴۵)
CSJ3-18	۰/۴۱	۱۵۸	۸۲۶	۱۸	-۲۲/۶۸ (۱/۴۵)	-۰/۹۴ (۱/۴۵)
CSJ3-19	۰/۴۴	۲۱۵	۷۸۹	۱۷	-۲۳/۸۳ (۱/۵۱)	-۰/۶۶ (۱/۵۱)
CSJ3-21	۰/۴۷	۱۵۵	۸۴۶	۱۹	-۲۲/۱۰ (۱/۳۸)	-۱/۱۱ (۱/۳۸)
CSJ3-22	۰/۳۲	۱۰۲	۸۲۶	۱۸	-۲۲/۴۶ (۱/۴۸)	-۰/۷۴ (۱/۴۸)
CSJ3-24	۰/۳۱	۱۵۱	۸۱۵	۱۸	-۲۲/۷۶ (۱/۵۲)	-۰/۶۵ (۱/۵۲)
CSJ3-25	۰/۴۰	۱۳۶	۸۳۵	۱۸	-۲۲/۵۱ (۱/۴۱)	-۱/۱۱ (۱/۴۱)
CSJ8-01	۰/۲۹	۸۳	۸۴۳	۱۸	-۲۲/۰۰ (۱/۳۹)	-۰/۸۸ (۱/۳۹)
CSJ8-02	۰/۴۰	۵۸	۸۲۴	۱۸	-۲۲/۵۵ (۱/۴۱)	-۰/۷۴ (۱/۴۱)
CSJ8-03	۰/۳۲	۱۲۳	۸۰۶	۱۷	-۲۲/۹۵ (۱/۴۷)	-۰/۴۷ (۱/۴۷)
CSJ8-04	۰/۲۹	۱۸۷	۸۱۰	۱۸	-۲۲/۵۱ (۱/۷۱)	-۰/۱۸ (۱/۷۱)
CSJ8-05	۰/۳۴	۲۶۱	۷۹۱	۱۷	-۲۳/۳۲ (۱/۵۶)	-۰/۲۷ (۱/۵۶)
CSJ8-06	۰/۴۳	۲۹۵	۷۸۵	۱۷	-۲۳/۵۴ (۱/۶۰)	-۰/۲۳ (۱/۶۰)
CSJ8-07	۰/۳۸	۱۳۱	۷۸۱	۱۷	-۲۳/۷۷ (۱/۵۹)	-۰/۲۹ (۱/۵۹)
CSJ8-08	۰/۳۵	۱۷۰	۸۱۸	۱۸	-۲۱/۷۳ (۱/۸۲)	-۰/۲۹ (۱/۸۲)
CSJ8-09	۰/۲۶	۸	۸۹۲	۲۰	-۲۰/۳۰ (۱/۳۵)	-۰/۸۴ (۱/۳۵)
CSJ8-10	۰/۳۹	۷۳	۷۸۶	۱۷	-۲۳/۵۲ (۱/۵۲)	-۰/۲۴ (۱/۵۲)
CSJ8-11	۰/۲۱	۶۳	۸۰۲	۱۷	-۲۴/۳۱ (۱/۴۹)	-۱/۶۹ (۱/۴۹)
CSJ8-12	۰/۳۷	۱۶۶	۷۹۴	۱۷	-۲۲/۳۶ (۱/۵۱)	۰/۶۰ (۱/۵۱)
CSJ8-13	۰/۳۲	۱۶۸	۷۸۱	۱۷	-۲۳/۹۸ (۱/۶۱)	-۰/۵۰ (۱/۶۱)
CSJ8-14	۰/۳۸	۷۶	۸۱۷	۱۸	-۲۲/۳۶ (۱/۵۱)	-۰/۳۲ (۱/۵۱)
CSJ8-15	۰/۶۰	۵۱	۸۱۸	۱۸	-۲۲/۳۵ (۱/۵۰)	-۰/۳۲ (۱/۵۰)
CSJ8-16	۰/۴۷	۲۲	۸۴۵	۱۹	-۲۱/۶۱ (۱/۳۷)	-۰/۵۶ (۱/۳۷)
CSJ8-17	۰/۴۶	۲۳۰	۷۹۵	۱۷	-۲۲/۵۶ (۱/۷۸)	۰/۳۵ (۱/۷۸)
CSJ8-18	۰/۴۸	۱۴۲	۸۱۳	۱۸	-۲۲/۴۲ (۱/۵۲)	-۰/۲۱ (۱/۵۲)
CSJ8-19	۰/۴۵	۱۰۲	۷۷۲	۱۶	-۲۴/۲۰ (۱/۵۰)	-۰/۳۲ (۱/۵۰)
CSJ8-20	۰/۴۵	۱۰۶	۷۸۸	۱۷	-۲۳/۴۶ (۱/۵۶)	-۰/۲۸ (۱/۵۶)
CSJ8-21	۰/۴۱	۸۵	۷۹۷	۱۷	-۲۳/۰۰ (۱/۴۹)	-۰/۱۵ (۱/۴۹)
CSJ8-22	۰/۳۰	۱۴۳	۸۲۶	۱۸	-۲۲/۱۳ (۱/۴۶)	-۰/۴۰ (۱/۴۶)
CSJ9-02	۰/۴۲	۱۷۷	۷۹۰	۱۷	-۲۳/۶۳ (۱/۴۸)	-۰/۵۱ (۱/۴۸)
CSJ9-03	۰/۳۷	۹۸	۸۰۶	۱۷	-۲۲/۷۲ (۱/۴۷)	-۰/۲۵ (۱/۴۷)
CSJ9-04	۰/۳۸	۵۹	۸۰۳	۱۷	-۲۳/۰۱ (۱/۴۹)	-۰/۴۲ (۱/۴۹)
CSJ9-05	۰/۴۸	۲۰۸	۷۹۶	۱۷	-۲۳/۲۴ (۱/۵۵)	-۰/۳۶ (۱/۵۵)
CSJ9-07	۰/۳۹	۱۱۸	۷۹۷	۱۷	-۲۳/۳۰ (۱/۵۱)	-۰/۴۵ (۱/۵۱)
CSJ9-08	۰/۴۲	۱۹۱	۷۷۳	۱۷	-۲۴/۳۸ (۱/۵۵)	-۰/۵۷ (۱/۵۵)
CSJ9-09	۰/۳۳	۱۴۰	۷۹۴	۱۷	-۲۳/۴۱ (۱/۵۰)	-۰/۴۶ (۱/۵۰)
CSJ9-10	۰/۴۱	۱۱۹	۷۶۶	۱۶	-۲۴/۳۷ (۱/۵۷)	-۰/۲۴ (۱/۵۷)
CSJ9-11	۰/۴۲	۱۱۸	۷۷۵	۱۷	-۲۴/۰۶ (۱/۵۶)	-۰/۳۳ (۱/۵۶)
CSJ9-12	۰/۳۴	۷۲	۷۹۷	۱۷	-۲۳/۲۴ (۱/۵۵)	-۰/۴۰ (۱/۵۵)
CSJ9-13	۰/۳۷	۱۴۹	۸۲۲	۱۸	-۲۲/۵۱ (۱/۴۷)	-۰/۶۴ (۱/۴۷)
CSJ9-14	۰/۴۱	۱۹۵	۸۰۴	۱۷	-۲۳/۴۳ (۱/۴۷)	-۰/۸۹ (۱/۴۷)
CSJ9-15	۰/۳۸	۱۲۸	۷۷۰	۱۶	-۲۴/۶۹ (۱/۵۴)	-۰/۷۳ (۱/۵۴)
CSJ9-16	۰/۳۸	۲۱۹	۷۹۶	۱۷	-۲۳/۶۷ (۱/۴۳)	-۰/۰۰ (۱/۴۳)
CSJ9-18	۰/۴۷	۵۵	۸۰۳	۱۷	-۲۳/۱۲ (۱/۴۹)	-۰/۵۲ (۱/۴۹)
CSJ9-19	۰/۳۳	۹۳	۸۵۰	۱۹	-۲۲/۱۰ (۱/۳۶)	-۱/۲۵ (۱/۳۶)
CSJ9-20	۰/۴۴	۱۳۴	۷۶۶	۱۶	-۲۴/۷۹ (۱/۵۵)	-۰/۶۸ (۱/۵۵)
CSJ9-21	۰/۴۳	۱۵۱	۷۹۴	۱۷	-۲۳/۳۳ (۱/۴۹)	-۰/۴۰ (۱/۴۹)

ادامه جدول ۲

Dehsalm mineralized samples						
Dsl2-01	۰٫۴۰	۴۸	۹۰۴	۲۰	-۲۰٫۱۲ (۱٫۲۸)	-۱٫۰۳ (۱٫۲۸)
Dsl2-02	۰٫۲۷	۱۳	۸۸۹	۲۰	-۲۰٫۲۵ (۱٫۳۱)	-۰٫۶۸ (۱٫۳۱)
Dsl2-03	۰٫۳۶	۴۵	۹۱۴	۲۱	-۱۹٫۶۸ (۱٫۲۷)	-۰٫۴۰ (۱٫۲۷)
Dsl2-04	۰٫۳۶	۳۵	۹۰۲	۲۰	-۱۹٫۷۷ (۱٫۳۲)	-۰٫۶۰ (۱٫۳۲)
Dsl2-05	۰٫۳۵	۳۸	۸۸۳	۲۰	-۲۰٫۵۵ (۱٫۳۱)	-۰٫۸۰ (۱٫۳۱)
Dsl2-06	۰٫۲۸	۳۳	۸۶۷	۱۹	-۲۱٫۰۹ (۱٫۳۷)	-۰٫۸۲ (۱٫۳۷)
Dsl2-07	۰٫۳۰	۱۳	۸۸۳	۲۰	-۲۰٫۵۹ (۱٫۳۱)	-۰٫۸۴ (۱٫۳۱)
Dsl2-08	۰٫۳۵	۱۵	۸۹۹	۲۰	-۲۰٫۰۳ (۱٫۲۹)	-۰٫۷۸ (۱٫۲۹)
Dsl2-09	۰٫۴۱	۷	۸۹۹	۲۰	-۲۰٫۱۷ (۱٫۳۰)	-۰٫۹۴ (۱٫۳۰)
Dsl2-10	۰٫۴۲	۵۰	۸۷۴	۱۹	-۲۰٫۸۸ (۱٫۳۴)	-۰٫۸۴ (۱٫۳۴)
Dsl2-11	۰٫۳۲	۵۰	۹۱۱	۲۱	-۱۹٫۴۶ (۱٫۳۱)	-۰٫۵۷ (۱٫۳۱)
Dsl2-12	۰٫۳۵	۵۲	۹۱۶	۲۱	-۱۹٫۶۷ (۱٫۲۶)	-۰٫۹۴ (۱٫۲۶)
Dsl2-13	۰٫۳۶	۳۴	۸۹۰	۲۰	-۲۰٫۱۷ (۱٫۳۲)	-۰٫۶۵ (۱٫۳۲)
Dsl2-14	۰٫۳۲	۲۴	۸۸۱	۲۰	-۲۰٫۶۷ (۱٫۳۲)	-۰٫۸۶ (۱٫۳۲)
Dsl2-15	۰٫۲۴	۴۲	۸۸۷	۲۰	-۲۰٫۳۲ (۱٫۳۳)	-۰٫۶۸ (۱٫۳۳)
Dsl2-16	۰٫۴۰	۱۶	۸۷۵	۱۹	-۲۰٫۸۷ (۱٫۶۱)	-۰٫۸۶ (۱٫۶۱)
Dsl2-17	۰٫۳۳	۲۸	۸۶۳	۱۹	-۲۱٫۰۹ (۱٫۶۰)	-۰٫۶۸ (۱٫۶۰)
Dsl2-18	۰٫۴۱	۵۸	۸۵۳	۱۹	-۲۱٫۹۴ (۱٫۴۱)	-۱٫۱۷ (۱٫۴۱)
Dsl2-19	۰٫۳۰	۱۲۸	۸۶۱	۱۹	-۲۱٫۱۸ (۱٫۵۰)	-۰٫۷۱ (۱٫۵۰)
Dsl2-20	۰٫۳۸	۱۳	۹۰۱	۲۰	-۲۰٫۰۲ (۱٫۳۵)	-۰٫۸۳ (۱٫۳۵)
Dsl2-21	۰٫۳۵	۲۴	۹۱۳	۲۱	-۱۹٫۶۹ (۱٫۳۱)	-۰٫۸۶ (۱٫۳۱)
Dsl4-01	۰٫۴۹	۶	۸۵۶	۱۹	-۲۱٫۵۲ (۱٫۳۵)	-۰٫۸۶ (۱٫۳۵)
Dsl4-02	۰٫۳۱	۸	۸۷۶	۱۹	-۲۱٫۲۴ (۱٫۳۲)	-۱٫۲۵ (۱٫۳۲)
Dsl4-03	۰٫۲۵	۳	۸۹۵	۲۰	-۲۰٫۶۸ (۱٫۳۲)	-۱٫۳۱ (۱٫۳۲)
Dsl4-04	۰٫۵۱	۴۶	۸۷۷	۱۹	-۲۰٫۳۴ (۱٫۳۳)	-۰٫۳۹ (۱٫۳۳)
Dsl4-05	۰٫۲۴	۵	۸۶۴	۱۹	-۲۱٫۳۷ (۱٫۴۱)	-۱٫۰۰ (۱٫۴۱)
Dsl4-06	۰٫۲۴	۵	۸۹۹	۲۰	-۲۰٫۲۸ (۱٫۳۵)	-۱٫۰۴ (۱٫۳۵)
Dsl4-07	۰٫۵۰	۶۱	۸۶۴	۱۹	-۲۰٫۹۸ (۱٫۳۵)	-۰٫۶۰ (۱٫۳۵)
Dsl4-08	۰٫۴۷	۷	۸۷۰	۱۹	-۲۰٫۸۶ (۱٫۳۳)	-۰٫۶۸ (۱٫۳۳)
Dsl4-09	۰٫۳۲	۵	۹۱۳	۲۱	-۱۹٫۸۵ (۱٫۳۱)	-۱٫۰۴ (۱٫۳۱)
Dsl4-10	۰٫۴۷	۴۱	۸۴۵	۱۹	-۲۱٫۸۳ (۱٫۳۷)	-۰٫۸۱ (۱٫۳۷)
Dsl4-11	۰٫۳۳	۱۸	۹۰۰	۲۰	-۲۰٫۰۰ (۱٫۲۹)	-۰٫۷۸ (۱٫۲۹)
Dsl4-13	۰٫۲۱	۸	۸۸۹	۲۰	-۲۰٫۵۱ (۱٫۳۴)	-۰٫۹۶ (۱٫۳۴)
Dsl4-14	۰٫۴۶	۲۰	۸۵۲	۱۹	-۲۱٫۴۴ (۱٫۳۶)	-۰٫۶۴ (۱٫۳۶)
Dsl4-15	۰٫۴۸	۴۸	۸۶۲	۱۹	-۲۱٫۱۲ (۱٫۳۴)	-۰٫۶۶ (۱٫۳۴)
Dsl4-16	۰٫۴۶	۱۷۱	۷۸۶	۱۷	-۲۲٫۴۱ (۱٫۴۹)	-۰٫۸۸ (۱٫۴۹)
Dsl4-18	۰٫۴۹	۶۳	۸۷۴	۱۹	-۲۰٫۶۶ (۱٫۳۲)	-۰٫۶۱ (۱٫۳۲)
Dsl4-19	۰٫۵۰	۴۵	۸۷۸	۲۰	-۲۰٫۶۴ (۱٫۳۲)	-۰٫۷۳ (۱٫۳۲)
Dsl4-20	۰٫۳۶	۳۶	۸۸۹	۲۰	-۲۰٫۱۹ (۱٫۳۰)	-۰٫۶۳ (۱٫۳۰)

معادله (۱)

$$\ln D_i = \ln D_0 - (4\pi \times E \times N_A \times (ri/3 + r_0/6) \times (r_i - r_0)^2) / (R \times (T + 273.15))$$

که در آن D_0 ضریب تفکیک جبران کرنش، E مدول یانگ، N_A عدد آووگادرو، R ثابت گاز و T دما (سانتی گراد) است. حاصل پلات کردن $\ln D_i$ در مقابل عبارت $(ri/3 + r_0/6) \times (r_i - r_0)^2$ یک رابطه خطی برای سری‌هایی از کاتیون‌های هم‌ظرفیت است. از آنجائیکه شعاع یونی Ce^{4+} و Ce^{3+} معلوم است، ضریب تفکیک-اشان را می‌توان با درون‌یابی بدست آورد. فوگاسیته های اکسیژن ($\log fO_2$) در این مطالعه با استفاده از روش‌های کالیبراسیون [۳۳] و [۳۶]، محاسبه شد. در این مدل کالیبراسیون فوگاسیته اکسیژن به پارامترهای دما، نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب، ترکیب و مقدار آب مذاب بستگی دارد. مقدار $D_{Ce}^{zircon/melt}$ بین ضرایب تفکیک دو عضو انتهایی حالت ظرفیت (Ce^{4+} و Ce^{3+}) قرار میگیرد، و fO_2 را میتوان ترکیب معادلات (۲) و (۳) بدست آورد.

معادله (۲)

$$(Ce/Ce^*)_D = D_{Ce}^{zircon/melt} / (D_{La}^{zircon/melt} \times D_{Pr}^{zircon/melt})^{1/2}$$

معادله (۳)

$$\ln (Ce/Ce^*)_D = (0.1156 \pm 0.0050 \times \ln fO_2) + ((13.860 \pm 708)/(T + 273.15)) - (6.15 \pm 0.484)$$

که در آن $D_{Ce}^{zircon/melt}$، $D_{La}^{zircon/melt}$ و $D_{Pr}^{zircon/melt}$ به ترتیب ضرایب تفکیک Ce، La و Pr بین زیرکن و مذاب‌اند، و T دماست (درجه سانتی گراد). اگرچه مذابی وجود ندارد لیکن ترکیبات کل سنگ میزبان را میتوان بجای آن استفاده کرد. مشابه با کالیبراسیون نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} زیرکن، برای محاسبه نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} مذاب‌ها از مدل کرنش شبکه [۳۴] استفاده شد. دمایی که اینجا استفاده شد از بکارگیری دماسنج

Ti در زیرکن از روش [۳۷] بدست آمد. دماسنج Ti در زیرکن امکان محاسبه دمای تبلور زیرکن را با استفاده از مقدار Ti (ppm) زیرکن (Ti_{zircon}) و اکتیویته‌های SiO_2 ($aSiO_2$) و TiO_2 ($aTiO_2$) در مذاب میزبان از طریق معادله (۴) می‌دهد:

$$\log Ti_{zircon} = (5.711 \pm 0.072) - (4.800 \pm 86) / (T + 273.15) - \log a_{SiO2} + \log a_{TiO2}$$

که در مدل Smythe و Brenan [۳۳] مقادیر اکتیویته SiO_2 و TiO_2 را به ترتیب بصورت ۱ و ۰/۷ فرض کنیم.

بخاطر اینکه ماگماهای کانه‌دار بطور شاخص غنی از آب هستند (بیش از ۱۰ درصد مقدار آب ماگمای پورفیری کانه‌دار گزارش شده [۳۸]، مقدار آب ماگمای پورفیری ۶/۵ درصد وزنی فرض شد. برای محاسبه خطای فوگاسیته اکسیژن، خطاهای آنالیزی هر دوی عناصر فرعی زیرکن و عناصر اصلی و فرعی سنگ کل مورد توجه قرار گرفت (جدول ۲).

دماهای Ti در زیرکن، مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} و فوگاسیته‌های اکسیژن ($\log fO_2$) محاسبه‌شده زیرکن

دماهای بدست آمده برای زیرکن‌های چاه‌شلغمی از ۷۹۶ تا ۸۹۲ (°K) با میانگین ۸۱۰ (۵۲۳ تا ۶۱۹ با میانگین °C ۵۳۷) و برای زیرکن‌های ده‌سلم از ۷۸۶ تا ۹۱۶ (°K) با میانگین ۸۸۱ (۵۱۳ تا ۶۴۳ با میانگین °C ۶۰۸) است. براساس داده‌های محاسباتی جدول ۲، مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} بدست آمده برای زیرکن‌های سه نفوذی کانه‌دار چاه شلغمی در بازه ۸ تا ۲۹۵ با میانگین ۱۲۵ و دو نمونه ده‌سلم در بازه ۳ تا ۱۷۱ با میانگین ۳۵ قرار گرفت. مقدار میانگین مجموع نمونه‌های چاه شلغمی و ده‌سلم در بازه ۳ تا ۲۹۵ با میانگین ۹۰ است (جدول ۲).

مقادیر فوگاسیته اکسیژن محاسبه‌شده ماگماهای پورفیری برای زیرکن‌های سه نفوذی کانه‌دار چاه شلغمی در بازه ۱/۸- ΔFMQ تا ۰/۶+ ΔFMQ با میانگین ۰/۶- ΔFMQ و برای ده‌سلم در بازه محدود ۱/۳- ΔFMQ تا ۰/۴- ΔFMQ با میانگین ۰/۸- ΔFMQ قرار گرفت (جدول ۲). مقدار میانگین مجموع نمونه‌های چاه شلغمی و ده‌سلم در بازه ۱/۸- ΔFMQ تا ۰/۶+ ΔFMQ با میانگین ۰/۷- ΔFMQ قرار گرفت (جدول ۲).

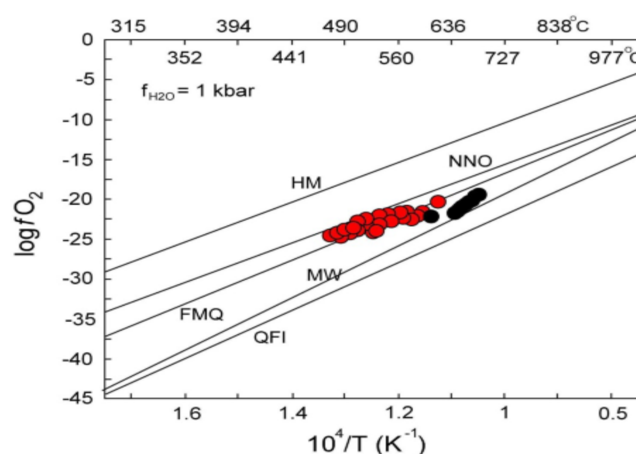
بحث

زیرکن‌های چاه‌شلغمی و ده‌سلم با مقادیر Ti کم (به ترتیب ۱> و ۲> پی‌پی‌ام) دارای دماهای تبلور کم و مشابه (و/یا کمتر) با بازه دماهای گزارش شده از نمونه‌های کمان ماگمایی جاهای دیگر است (مانند سنگ‌های نفوذی اسیدی-حدواسط Sierra نوادا، با دماهای Ti در زیرکن به میزان °C ۱۳۶±۶۵۱ (Fu et al., 2008 ؛n = 130; Ti = 4.5± 8.5 ppm) [۳۹].

این دماهای Ti در زیرکن کم احتمالا نشان‌دهنده این است که زیرکن تحت شرایط دمایی زیر سولیدوس (خط انجماد) همراه با ماگماهای غنی از آب متبلور شده [۳۹]، یا ماگماهای مولدشان قبل از تبلور زیرکن متحمل تفریق آمفیبول شده‌اند. احتمالا تفریق آمفیبول توانسته بطور موثری ترکیبات مذاب را به مقادیر TiO_2 کمتر پیش برد [۴۰]، و بنابراین مقدار Ti موجود برای زیرکن‌های های متبلورشده بعدی را تهی کرده و سبب شده تا زیرکن‌های حاصل مقادیر Ti و مقادیر دمایی Ti در زیرکن محاسبه شده کمتری داشته باشند. وجود آمفیبول به عنوان یک کانی فرومنیزین اصلی در توده‌های نفوذی چاه-شلغمی و ده‌سلم که در بخش زمین‌شناسی بدان اشاره شد، می‌تواند به عنوان فاکتور کنترل‌کننده TiO_2 عمل کرده باشد. Carley و همکاران [۱۴] دریافتند که زیرکن‌های رژیم‌های تکتونیکی که هیچ اثر فرورانشی در آنها تاثیر نگذاشته یا هیچ یا کمی لیتوسفر قاره‌ای در آنها تاثیر گذاشته، مانند زیرکن‌های جزایر قوسی و MORB، بطور قابل ملاحظه‌ای دارای مقادیر Ti و MREE و HREE بالاتر از مقادیر کمان‌های فانروزوئیک‌اند. آنها نتیجه گرفتند که این مسئله بیانگر ماگماهای سردتر و آبدارتر در محیطهای فرورانش است. اگر چنین باشد، مطمئنا باید دماهای Ti در زیرکن کمی در زیرکن‌های ذخایر مس پورفیری همراه با ماگماهای حاشیه همگرا مشاهده کنیم (مانند [۴۱،۱۶،۱۵] و این مقاله). بنابراین با توجه به مطالب فوق، زیرکن‌های ماگماهای چاه‌شلغمی و ده-سلم در شرایط فرورانش حاشیه قاره تشکیل شده‌اند.

فوگاسیته اکسیژن چند ذخیره مس پورفیری مهم دنیا دارای مقدار میانگین ۱/۵+ ΔFMQ~ است [۴۲-۴۴]. عدد جادویی فوگاسیته اکسیژن برای کانی‌سازی پورفیری بالاتر از ۲+ ΔFMQ است [۴۶،۴۵]. عناصر کالکوفیل مس، طلا و مولیبدن ضرایب تفکیک بالایی بین سولفید و مذاب دارند. رفتارهای مس و طلا شدیدا توسط سولفید کنترل می‌شود. در طی ذوب شدن گوشته، مس و همچنین طلا و مولیبدن عناصری بطورمتوسط ناسازگار هستند [۴۸،۴۷]. مقدار مس تخمینی در گوشته ۳۰ پی‌پی‌ام است [۴۲]، در حالیکه مقادیر مس در MORB بازه‌ای از ۷۰ تا ۱۵۰ پی‌پی‌ام دارد [۴۹،۴۷]. زمانیکه هیچ سولفید باقیمانده‌ای در منبع گوشته‌ای وجود ندارد، مس و عناصر کالکوفیل بسیار ناسازگار می‌شوند [۵۱،۵۰]. مقدار گوگرد در گوشته اولیه حدودا ۲۵۰-۲۰۰ پی-پی‌ام [۴۲]، و در گوشته تهی شده حدود ۱۵۰ پی‌پی‌ام [۵۳،۵۲]، تخمین زده می‌شود. در مقابل پریدوتیت گوشته،

MORB مقادیر گوگرد حدود ۱۰۰۰ پی‌پی‌ام دارد، لذا اثرات فوگاسیته اکسیژن بر سولفیدهای باقیمانده، و در نتیجه، مقدار مس در مذاب‌ها، با در نظر گرفتن ذوب بخشی صفحات اقیانوسی فرورانده، بسیار واضح‌تر می‌شود [۴۳]. غالبا نوع گوگرد در ماگماها توسط فوگاسیته اکسیژن کنترل می‌شود [۶]. در فوگاسیته‌های اکسیژن پائین‌تر از بافر FMQ، سولفید نوع گوگرد غالب است [۶]. در ΔFMQ +۲ اکثر گوگرد ماگماها بصورت سولفات وجود دارد [۶]. آزمایش‌ها نشان داده که در ماگماها، سولفات حلالیت خیلی بیشتری از سولفید دارد [۶]. در فوگاسیته‌های اکسیژن ΔFMQ تا ΔFMQ +۲/۵، هر چه سیستم اکسیدان‌تر شود، مقادیر گوگرد در ماگما بالاتر می‌رود [۴۳]. در فوگاسیته‌های اکسیژن بالاتر از ΔFMQ +۲، بیشتر گوگرد در ماگماها بصورت سولفات (مانند انیدریت) وجود دارد، و چنین ماگماهایی معمولا مقادیر بیشتری از مجموع گوگرد و عناصر کالکوفیل دارند [۴۳]. ذخایر مس-(مولیبدن)-(طلا) تقریبا همیشه به تزریق یک ماگمای آداکیتی اکسیدانی که با محلول‌های آبکی غنی از گوگرد و فلز غنی شده نسبت داده می‌شوند، یعنی ماگماهای مادر غنی از آب و اکسیدان‌اند [۴۵،۱۱،۸]. همرشدی‌های مگنتیت و هماتیت دلالت بر این دارد که فوگاسیته‌های اکسیژن ذخایر پورفیری اغلب به مقادیر مشخص شده با بافر هماتیت-مگنتیت (HM) می‌رسند. سولفات یک شاخص رایج از فوگاسیته اکسیژن بالای ذخایر پورفیری است [۵۵،۵۴]. علاوه بر سولفات، هماتیت و اسپکیولاریت اولیه نیز در بسیاری از ذخایر پورفیری گزارش شده است [۵۴،۸]. با توجه به مطالب بالا مقادیر فوگاسیته اکسیژن محاسبه‌شده مربوط به هر دوی ماگماهای پورفیری چاه شلغمی (بازه ۱/۸- ΔFMQ تا ΔFMQ +۰/۶، جدول ۲) و ده‌سلم (بازه ۱/۳- ΔFMQ تا ΔFMQ -۰/۴، جدول ۲)، از مقدار رایج ذخایر مس پورفیری دنیا (ΔFMQ +۱/۵~) به ترتیب به میزان حداقل ۱+ ΔFMQ~ و ۲+ ΔFMQ~ واحد کمتر است که نشان دهنده شرایط اکسیداسیونی نامطلوب ماگمای کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم است. در نمودار روابط $\log fO_2$، دما و $10^4/T$ [۵۷،۵۶]، نمونه‌های چاه شلغمی غالبا روی خط بافر فایالیت- مگنتیت-کوارتز (FMQ) تا بافر اکسید Ni-NiO (NNO) و نمونه‌های ده‌سلم بین خط بافر فایالیت-مگنتیت-کوارتز (FMQ) و بافر مگنتیت-ووستیت (MW) قرار گرفتند (شکل ۵). نمونه‌های چاه شلغمی شرایط اکسیدان‌تری نسبت به نمونه‌های ده‌سلم نشان می‌دهند (شکل ۵). رخداد کانی‌سازی چاه‌شلغمی و ده‌سلم در زیر خط بافر هماتیت-مگنتیت (HM) (شکل ۵)، شرایط کانه‌زایی در چاه‌شلغمی و ده‌سلم از نظر اکسیداسیونی مطلوب کانی‌سازی پورفیری نیست. براساس وبژگی‌های کانی‌سازی که در بخش زمین‌شناسی و کانی‌سازی گفته شد، کانی‌سازی اصلی در چاه شلغمی شامل پیریت، مولیبدنیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و انارژیت و در ده‌سلم شامل پیریت + مولیبدنیت + گالن + اسفالریت + مگنتیت + کالکوپیریت است [۲۸،۲۷]. همرشدی‌های مگنتیت-هماتیت در هیچکدام از مناطق یادشده گزارش نشده است. این حالت نیز موید عدم شرایط ایده‌آل ماگمای پورفیری است.



شکل ۵ نمایش مقادیر فوگاسیته‌های اکسیژن ($\log fO_2$) زیرکن‌های توده‌های کانه‌دار چاه شلغمی (دایره‌های قرمز) و ده‌سلم (دایره‌های سیاه) در نمودار روابط $\log fO_2$، دما و $10^4/T$ برای بافرهای اکسیژن در ۱ کیلوبار [۵۷،۵۶]. دماها با استفاده از دماسنج Ti در زیرکن [۳۷] محاسبه شده است. خطوط بافر اکسیژن شامل بافرهای مگنتیت-هماتیت(HM)، اکسید Ni-Ni (NNO)، فایالیت- مگنتیت-کوارتز (FMQ)، مگنتیت- ووستیت (MW) و کوارتز-فایالیت- ایلمنیت (QFI) است.

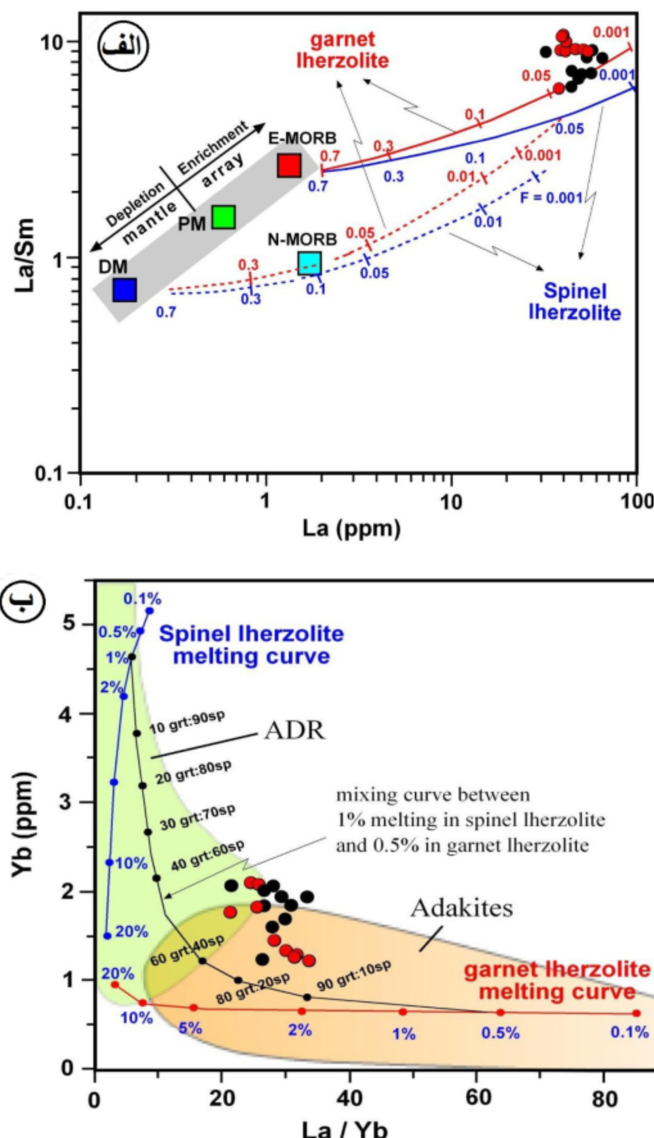
براساس مطالعات شیمی عنصر اصلی و فرعی سنگ‌کل قبلی، نفوذی‌های پورفیری کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی پس از تصادم در کمان فرورانشی با برخی ویژگی‌های آداکیتی (آداکیت نوع C یا آداکیت‌های پتاسیم بالا پس از تصادمی) هستند [۲۶-۲۸]. این آداکیت‌ها فاقد ارتباط زمانی یا مکانی با فرورانش‌اند و نسبت K_2O/Na_2O تقریبا یکسانی دارند [۵۸]. ژئوشیمی آنها بسیار شبیه آداکیت‌های شاخص است. این آداکیت‌ها با دمای بالاتری (>۱۰۵۰درجه سانتی‌گراد) نسبت به ماگماهای آبدار (wt% H_2O ۶ ~)، از طریق ذوب بخشی بی‌آب متاتونالیت‌ها، متاآندزیت‌ها، یا احتمالا متابازالت‌های پتاسیم‌دار در فشارهای بیش از GPa ۲ تشکیل می‌شوند [۵۸]. شیمی خاص آداکیت نوع C نتیجه هر دو پارامتر افزایش K_2O/Na_2O در پروتولیت و ذوب بخشی در فشار خیلی زیاد است [۵۸]. محتمل‌ترین رژیم تکتونیکی شامل ضخیم‌شدگی شدید پوسته است که به دنبال تورق پوسته اکلوژیتی و ذوب بخشی این بخش از پوسته قاره‌ای در اعماق گوشته، با جریان گرمای بالای گوشته‌ای، در هنگام رمبش (فروپاشی) کوهزایی انجام می‌شود [۵۸]. نسبت‌های زیاد LREE/HREE نفوذی‌های ده‌سلم مشابه با سنگ‌های آداکیتی، به وجود گارنت و آمفیبول باقیمانده در یک منبع گوشته‌ای نسبت داده شده است [۲۸]. ژئوشیمی ایزوتوپ -Sr Nd نفوذی‌های چاه شلغمی و ده‌سلم مشابه با بازالت‌های کمان عادی است، که به همراه بازه بسیار محدود آن نشان دهنده منشا یکسان توده‌ها متناسب با یک منبع گوه گوشته‌ای بالای زون فرورانش برای مذاب‌های مادر است [۲۸،۲۷]. مقادیر بالای K_2O به منبع گوشته‌ای با دخالت فلوگوپیت در تولید ماگما نسبت داده شده است [۲۸]. همچنین بی‌هنجاری‌های عناصر LILE به اضافه شدن آنها از ترکیبات صفحه فرورانش به گوه گوشته‌ای نسبت داده شده و ماگماهای مادر احتمالا از ذوب بخشی پریدوتیت متاسوماتیزه در یک گوه گوشته‌ای بالای زون فرورانش حاصل شده است [۲۸]. متاسوماتیسم پریدوتیت گوشته‌ای توسط مذاب‌های صفحه اقیانوسی فرورانده شده سبب تولید ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، گارنت، فلوگوپیت و ریشتریت یا پارگاسیت می‌شود [۵۹]. پلات نمونه‌های سنگ‌کل در نمودار La در برابر La/Sm و La/Yb در برابر Yb (شکل‌های ۶ الف و ب) [۶۰]، بیانگر تشکیل ماگمای نفوذی‌های چاه شلغمی و ده‌سلم از ذوب گوشته پریدوتیتی با ترکیب اسپینل گارنت لرزولیت در یک رژیم تکتونیکی کمان نرمال (عادی) است. همانطور که گفته شد، ذوب گوشته پریدوتیتی قادر به تولید ماگماهایی با مقادیر مس و گوگرد مطلوب تشکیل ذخایر مس پورفیری نیست. برای درک بهتر این موضوع ما مقادیر فوگاسیته اکسیژن ($\log fO_2$) ماگماهای کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم را با حالت اکسیداسیونی سنگ‌های مختلف (شکل ۷) [۶۱]، مقایسه کردیم. برای نمونه‌های چاه شلغمی با بازه وسیع فوگاسیته‌های اکسیژن نشان دهنده منشا ماگماهای گوشته زیرکمانی و/یا گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) با دخالت اندک پوسته اقیانوسی فرورانده و برای نمونه‌های ده‌سلم گوشته عمیق (پریدوتیت) و/یا گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای (SCLM) و عدم ارتباط با سیستم‌های ماگمای کمانی را نشان می‌دهد (شکل ۷). با توجه به این حالت و نیز قرارگیری نمونه‌های چاه شلغمی و ده‌سلم در زیر محدوده هماتیت-مگنتیت (HM) ماگماهای چاه شلغمی و ده‌سلم (شکل ۵)، ماگمای اولیه چاه شلغمی و بویژه ده‌سلم دارای مقادیر مس و گوگرد اولیه کمی بوده است. همچنین در fO_2 زیر بافر FMQ همه گوگرد انحلالی در مذاب بصورت S^{2-} است [۶]. این شرایط سبب می‌شود تا مس و طلای زیادی از سولفید باقیمانده در منبع گوشته‌ای وارد مذاب نشود، و ماگماهای حاصل از ذوب بخشی گوشته مقادیر فلزات مطلوبی با خود حمل نکنند و ذخیره خوبی تشکیل نشود.

براساس نتایج مطالعات فرآیندهای کانه‌ساز در چاه شلغمی و ده‌سلم سیستم کانی‌سازی در هر دو منطقه از نوع Cu-Mo پورفیری بوده و در الیگوسن در یک کمان نرمال (عادی) رخ داده که مربوط به ضخیم‌شدگی پوسته در نتیجه شروع تصادم صفحات افغان و لوت بوده است [۲۷]. براساس [۴۳] سنگ‌های کمان عادی (نرمال) برای کانی‌سازی مس پورفیری مطلوب نیستند. ماگماهای کمانی احتمالا عناصر اقتصادی ارزشمند غنی شده‌ای مانند مس را با خود ندارند [۶۲]. در عوض، اغلب ذخایر مس پورفیری همراه با آداکیت‌ها [۶۴،۶۳]، مطلوب کانی‌سازی مس پورفیری‌اند. اغلب آداکیت‌های کانی‌ساز از طریق ذوب صفحه فرورانش تشکیل شده‌اند [۶۵،۶۴]، که از خود پوسته اقیانوسی در حال فرورانش مشتق می‌شود تا گوه گوشته‌ای روی آن [۴۳]. با توجه به مطالب فوق، منشا گوشته پریدوتیتی متاسوماتوزشده با دخالت اندک صفحه فرورانش در یک کمان عادی (نرمال) شرایط مطلوبی برای نفوذی‌های کانه-

دار و کانی‌سازی مس پورفیری در چاه شلغمی و ده‌سلم را فراهم نکرده است.

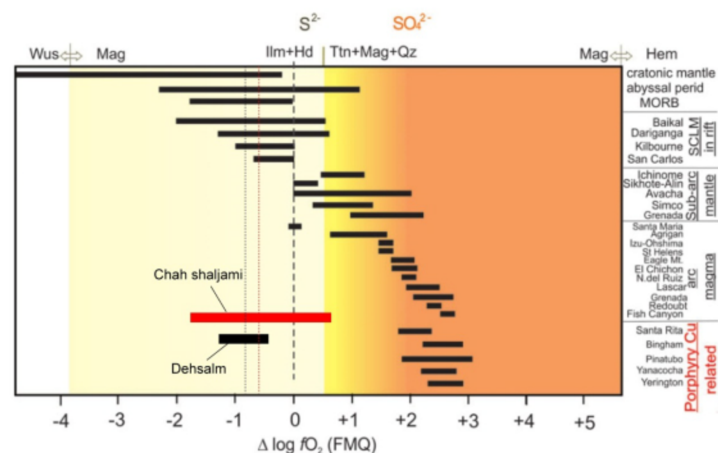
مقادیر Ce^{4+}/Ce^{3+} و Eu/Eu^* زیرکن پورفیری‌های کانه‌دار و عقیم مختلف دنیا به همراه مقادیر چاه شلغمی و ده‌سلم پلات شدند (شکل ۸) [۴۳]. بیشترین فوگاسیته اکسیژن به ذخایر شیلی و ذخایر Dexing (مس-مولیبدن-طلا) و Shapinggou چین (بزرگترین ذخیره مولیبدن پورفیری دنیا) تعلق دارد.

ذخایر کمربند کوهزایی آسیای مرکزی دارای با بازه وسیع فوگاسیته اکسیژن کم تا زیاد (غالبا متوسط) هستند. بر این اساس، نمونه‌های کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم ویژگی شرایط ذخایر با فوگاسیته اکسیژن متوسط تا کم را نشان می‌دهند (شکل ۸). نمونه‌های چاه شلغمی حالت اکسیداسیونی بهتری از ده‌سلم نشان داده و نمونه‌های ده‌سلم ویژگی ذخایر با فوگاسیته اکسیژن کم تا حتی عقیم را نشان می‌دهند (شکل ۸).

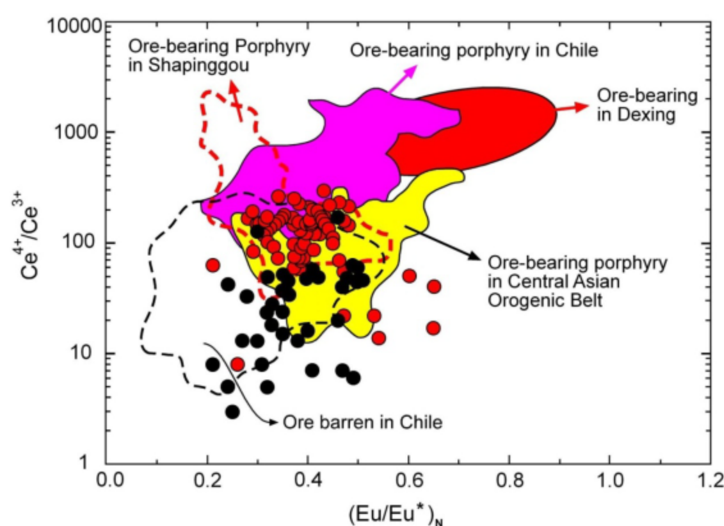


شکل ۶ نمودارهای الف) La در برابر La/Sm و ب) La/Yb در برابر Yb که نشان دهنده منحنی‌های (خطوط) ذوب بدست آمده با استفاده از معادلات ذوب‌شدگی مجموعه مودال از [۶۰] برای نمونه‌های مونزونیت-مونزودیوریت-دیوریت. داده‌های سنگ‌کل از [۲۸،۲۷]. منحنی‌های ذوب برای اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت نمایش داده شده است. اختصارات: گوشته تهی‌شده: DM، گوشته اولیه: PM، مورب عادی: NMORB و مورب غنی‌شده: E-MORB. خطوط درشت آرایش گوشته‌ای را با استفاده از DM، PM و E-MORB تعریف شده است. منحنی‌های (یا خطوط) خط ممتد و خط‌چین به ترتیب روندهای ذوب‌شدگی DM و E-MORB هستند. علائم درشت بر روی هر منحنی (یا خط) مربوط به درجات ذوب بخشی برای منبع گوشته‌ای مفروض است؛ محدوده آداکیت‌ها (نارنجی) و سنگ‌های آندزیت-داسیت-ریولیت جزایر (ADR، سبز) از [۶۴].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.4.14.7]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.4.901]



شکل ۷ شرایط و محدوده اکسیداسیونی ($\log fO_2$) سنگ‌های مختلف [۶۱] و ماگماهای کانه‌دار چاه شلغمی (خط قرمز محدوده داده‌ها و خط چین قرمز به عنوان میانگین)، خوپیک (خط سیاه محدوده داده‌ها و خط چین سیاه به عنوان میانگین). اختصارات: تیتانیت: Ttn، مگنتیت: Mag، کوارتز: Qz، هدنبرژیت: Hd، ایلمنیت: Ilm. همه گوگرد انحلالی در مذاب در fO_2 زیر بافر FMQ (محدوده زرد کمرنگ) بصورت S^{2-} و در بالای FMQ^{+2} (نارنجی پررنگ) بصورت SO_4^{2-} است [۶]. توجه شود که ماگماهای همراه با ذخایر مس پورفیری fO_2 بالای FMQ^{+2} نشان می‌دهند.



شکل ۸ مقایسه نسبت‌های Ce^{4+}/Ce^{3+} و $(Eu/Eu^*)_N$ [۴۳] دانه‌های زیرکن توده‌های نفوذی کانه‌دار چاه شلغمی (دایره قرمز) و ده سلم (دایره سیاه) با ذخایر پورفیری Dexing و Shapinggou و ذخایر پورفیری کانه‌دار و عقیم شیلی. مقادیر بالای Ce^{4+}/Ce^{3+} دلالت بر فوگاسیته اکسیژن بالا دارد. داده‌های نمونه‌های کانه‌دار و عقیم شیلی از [۱۱]، کمربند کوهزایی آسیای مرکزی از [۱۶]، ذخیره مس-مولیبدن-طلا Dexing از [۶۶]، Shapinggou بزرگترین ذخیره مولیبدن پورفیری دنیا از [۶۷].

برداشت

نفوذی‌های کانه‌دار چاه شلغمی و ده‌سلم با ویژگی کالک‌آلکالن پتاسیم زیاد تا شوشونیتی و گرایش آداکیتی به یک کمان عادی فرورانشی تعلق دارند. براساس ژئوشیمی عنصر اصلی و فرعی و مقادیر ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل و مقادیر $\log fO_2$ زیرکن توده‌های کانه‌دار، ماگمای مادر از ذوب بخشی پریدوتیت گوشته‌ای بالای زون فرورانش با دخالت ضعیف تیغه منشا گرفته‌است. رژیم تکتونیکی و ذوب تحت شرایط نامناسب (مقادیر $\log fO_2$ کم تحت بافر فایالیت- مگنتیت-کوارتز (FMQ) و نبود مقادیر مس و گوگرد کافی در منشا)، مطلوب کانی‌سازی مس پورفیری در دو منطقه نبوده است. این موضوع با شواهدی مانند نبود همرشدی‌های مگنتیت-هماتیت و فقدان کانی‌های سولفاته در درون ذخیره حمایت می‌شود. با توجه به این نتایج، احتمالا دیگر اندیس‌های پورفیری که در بلوک لوت گزارش شده‌اند، نیز فاقد پتانسیل کانی‌سازی مطلوب هستند.

قدردانی

از موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین برای حمایت مالی، بویژه آقای دکتر Qiuli Li بخاطر لطف وکمکشان در زمینه آماده سازی نمونه‌ها و آنالیزها کمال تشکر را دارند.

مراجع

[1] Carmichael I.S.E., "*The redox states of basic and silicic magmas: a reflection of their source regions?*" Contrib. Mineral. Petrology 106 (1991), 129–141.

[2] Frost B. R., "*Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In D. H. Lindsley (Ed.), Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*". Reviews in Mineralogy 25 (1991), pp. 1–9. Washington, DC: Mineral. Soc. Am.

[3] Brounce M. N., Kelley K. A., Cottrell E., "*Variations in Fe $^{3+}/\sum$Fe of Mariana Arc basalts and mantle wedge fO_2*". Journal of Petrology 55 (2014), 2513–2536. https://doi.org/10.1093/petrology/egu065

[4] Canil D., "*Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present*". Earth and Planetary Science Letters, 195 (2002), 75–90. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00582-9

[5] Evans K. A., Tomkins A. G., "*The relationship between subduction zone redox budget and arc magma fertility*". Earth and Planetary Science Letters, 308 (2011), 401–409. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.009

[6] Jugo P.J., "*Sulfur content at sulfide saturation in oxidized magmas*, Geology 37 (2009), p. 415–418. Doi: https://doi.org/10.1130/G25527A.1

[7] Richards J. P., "*The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas:implications for metallogeny*". Lithos 233 (2015),27–45. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.011

[8] Sillitoe R. H., "*Porphyry copper systems*", Economic Geology 105 (2010), p. 3–41. DOI:10.2113/gsecongeo.105.1.3

[9] Burgisser A., Scaillet B., "*Redox evolution of a degassing magma rising to the surface*". Nature, 445 (2007), 194. https://doi.org/10.1038/nature05509

[10] Moretti R., Ottonello G., "*Solubility and speciation of sulfur in silicate melts: The Conjugated Toop-Samis-Flood-Grjotheim (CTSFG) model*". Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005), 801–823. https://doi.org/10.1016/j.gca.2004.09.006

[11] Ballard J.R., Palin J.M., Campbell I.H., "*Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile*", Contributions to Mineralogy and Petrology 144 (2002), p. 347–364.https://link.springer.com/article/10.1007/s00410-002-0402-5

[12] Smythe D. J., Brenan J. M., "*Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium*". Earth and Planetary Science Letters 453 (2016), 260–266. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.013

[13] Trail D., Watson E. B., Tailby N. D., "*The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere*". Nature, 480 (2011), 79–82. https://doi.org/10.1038/nature10655

[14] Carley T.L., Miller C.F., Wooden J.L., Padilla A.J., Schmitt A.K., Economos R.C., Bindeman I.N., Jordan B.T., "*Iceland is not a magmatic analog for the Hadean: Evidence from the zircon record.*" Earth Planet. Sci. Lett. 405 (2014), 85-97.

[15] Dilles J.H., Kent A.J.R., Wooden J.L., Tosdal R.M., Koleszar A., Lee R.G., Farmer L.P., "*Zircon compositional evidence for sulfur-degassing from ore-forming arc magmas.*" Econ. Geol. 110 (2015), 241-251.

[16] Shen P., Hattori K., Jackson S., Seitmuratova E., "*Oxidation Condition and Metal Fertility of Granitic Magmas: Zircon Trace Element Data from Porphyry Cu Deposits in the Central Asian Orogenic Belt*", Economic Geology 110 (2015), p. 1861-1878. DOI: 10.2113/econgeo.110.7.1861

[17] Cherniak D.J., Watson E.B., Hanchar J.M., "*Rare-earth diffusion in zircon*", Chemical Geology 134 (1997), p. 289–301. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(96)00098-8

[18] Liang H.Y., Campbell I.H., Allen C., Sun W.D., Liu C.Q., Yu H.X., Xie Y.W., Zhang Y.Q., "*Zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet*", Mineral. Deposita 41 (2006), p. 152–159. Doi: 10.1007/s00126-005-0047-1

[19] Han Y.G., Zhang S.H., Pirajno F., Zhou X.W., Zhao G.C., Qu W.J., Liu S.H., Zhang J.M., Liang H.B., Yang K., "*U–Pb and Re–Os isotopic systematics and zircon Ce^{4+}/Ce^{3+} ratios in the Shiyaogou Mo deposit in eastern Qinling, central China: insights into the oxidation state of granitoids and Mo (Au) mineralization*", Ore Geol. Rev. 55 (2013), p. 29–47. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2013.04.006

[20] Qiu J.T., Yu X.Q., Santosh M., Zhang D.H., Chen S.Q., Li P.J., "*Geochronology and magmatic oxygen fugacity of the Tongcun molybdenum deposit, northwest Zhejiang, SE China*", Mineralium Deposita 48 (2013), p. 545–556. Doi: 10.1007/s00126-013-0456-5

[21] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., "*Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology*", Ore Geology Reviews 70 (2015), p. 385-406. doi:10.1016/j.oregeorev.2015.03.003.

[22] McCall G.J.H., "*The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran*", J. SE Asian Earth Sci. 15 (1997), p. 517–531. https://doi.org/10.1016/S0743-9547(97)00032-9

[23] Pang K.N., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., "*Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications*", Lithos 180–181 (2013), p. 234–251. DOI:10.1016/j.lithos.2013.05.009

[24] Zarrinkoub M.H., Pang K.N., Chung S.L., Khatib M.M., Mohammadi S.S., Chiu H.Y., Lee H.Y., "*Zircon U/Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran*", Lithos 154 (2012) p. 392-405. DOI:10.1016/j.lithos.2012.08.007

[25] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer L., Saadat S., Malekzadeh Shafaroudi A., "*Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, Eastern Iran*". Journal of Geopersia 1 (2011), p. 19-36. Doi: 10.22059/JGEOPE.2011.22162

[26] Richards J.P., Spell T., Rameh E., Razique A., Fletcher T., "*High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan*", Economic Geology 107 (2012), p. 295–332. https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295

[27] Arjmandzadeh R., Karimpour M.H., Mazaheri S.A., Santos J.F., Medina J.M., Homam S.M., "*Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran)*", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011), p. 283-296. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.02.014

[28] Arjmandzadeh R., Santos J.F., "*Sr–Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu–Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran*", International ournal of Earth Sciences 103 (2014), p. 123-140. doi: 10.1007/s00531-013-0959-4

[29] Malekzadeh Shafaroudi A., Karimpour M.H., Stern C.R., "*The Khopik porphyry copper-gold prospect, Lut Block, Eastern Iran: geology, alteration, mineralization, fluid inclusion, and oxygen isotope studies*", Ore geology Reviews 65 (2015), p. 522–544. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.04.015

[30] Kluyver H.M., Griffts R.J., Tirrul R., Chance P.N., Meixner H.M., "*Explanatory text of the Lakar Kuh quadrangle 1:250,000*". Geol Surv Iran 19 (1978), p. 1–175

[31] Xie L.W., Zhang Y.B., Zhang H.H., Sun J.F., Wu F.Y., "*In situ simultaneous determination of trace elements, U–Pb and Lu–Hf isotopes in zircon and baddeleyite*", Chinese Science Bulletin 53 (2008): p. 1565–1573.doi: 10.1007/s11434-012-5177-0

[32] Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., "*GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS*". Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences (2008): Current Practices and Outstanding Issues, 308–311.

[33] Smythe D. J., Brenan J. M., "*Cerium oxidation state in silicate melts: combined fO(2), temperature and compositional effects*", Geochim. Cosmochim. Acta 170 (2015), p. 173–187. Doi: 10.1016/j.gca.2015.07.016

[34] Blundy J., Wood B., "*Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli*", Nature 372 (1994), p. 452–454. https://www.nature.com/articles/372452a0

[35] Shannon R. T., "*Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides*", Acta Crystallographica, Section A: Crystal Physics, Diffraction, Theoretical and General Crystallography 32 (1976), p. 751–767. doi: 10.1107/S0567739476001551

[36] Trail D., Watson E. B., Tailby N. D., "*Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas*", Geochimica et Cosmochimica Acta 97 (2012), p. 70–87. doi:10.1016/j.gca.2012.08.032

[37] Ferry J. M., Watson E. B., "*New thermodynamic models and revised calibrations for the ti–in–zircon and zr–in–rutile thermometers*", Contributions to Mineralogy and

convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization", Nature 431 (2004a), p. 975–978. DOI: 10.1038/nature02972

[49] Hofmann A.W., "*Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust*", Earth Planet. Sci. Lett. 90 (1988), p. 297–314. https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90132-X

[50] Lee C.T.A., Luffi P., Chin E.J., Bouchet R., Dasgupta R., Morton D.M., Le Roux V., Yin Q.Z., Jin D., "*Copper systematics in arc magmas and implications for crust–mantle differentiation*", Science 336 (2012), p. 64–68. DOI: 10.1126/science.1217313

[51] Liu X., Xiong X., Audétat A., Li Y., Song M., Li L., Sun W., Ding X., "*Partitioning of copper between olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, spinel, garnet and silicate melts at upper mantle conditions*", Geochim. Cosmochim. Acta 125 (2014), p. 1–22. https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.09.039

[52] Lorand J.P., "*Are spinel lherzolite xenoliths representative of the abundance of sulfur in the upper mantle"*. Geochim. Cosmochim. Acta 54 (1990), p. 1487–1492.

[53] Mavrogenes J.A., O'Neill H.S.C., "*The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas*", Geochim. Cosmochim. Acta 63 (1999), p. 1173–1180. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00289-0

[54] Vila T., Sillitoe R.H., Betzhold J., Viteri E., "*The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile*", Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol. 86 (1991), p. 1271–1286.

[55] Stern C.R., Funk J.A., Skewes M.A., Arevalo A., "*Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu–Mo deposit chile, and the role of sulfur- and copperrich magmas in its formation*", Econ. Geol. 102 (2007), p.1335–1344. DOI:10.2113/gsecongeo.102.7.1335

[56] Chou I.M., "*Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor*". Am. Mineral. 63 (1978), 690–703.

[57] Huebner J.S., Sato M., "*The oxygen fugacity–temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers*". Am. Mineral. 55 (1970), 934–952.

[58] Xiao L., Clemens J.D., "*Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints*". Lithos 95 (2007):399–414

[59] Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., "*Reaction between slabderived melts and* Petrology 154 (2007), p. 429–437. Doi: 10.1007/s00410-007-0201-0

[38] Lu Y. J., Loucks R. R., Fiorentini M. L., Yang Z. M., Hou Z. Q., "*Fluid flux melting generated postcollisional high Sr/Y copper ore-forming water-rich magmas in Tibet*", Geology 43 (2015), p. 583–586. Doi: 10.1130/G36734.1

[39] Fu B., Page F.Z., Cavosie A.J., Fournelle J., Kita N.T., Lackey J.S., Wilde S.A., Valley J.W., "*Ti-in-zircon thermometry: applications and limitations*". Contrib. Mineral. Petrol. 156 (2008), 197-215.

[40] Davidson J., Turner S., Handley H., Macpherson C., Dosseto A., "*Amphibole "sponge" in arc crust?"* Geology 35 (2007), 787-790.

[41] Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., He Y.S., "*Contrasting zircon Hf–O isotopes and trace elements between ore-bearing and ore-barren adakitic rocks in central-eastern China: Implications for genetic relation to Cu–Au mineralization*". Lithos 156–159 (2013), 97-111.

[42] McDonough W., Sun S., "*The composition of the Earth*", Chemical Geology 120 (1995), p. 223–253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

[43] Sun W.D., Huang R., Li H., Yongbin H., "*Porphyry deposits and oxidized magma"*. Ore Geology Reviews 65 (2015), 97-131. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.09.004

[44] Hattori K., Wang J., Kobylinski C., Baumgartner R., Morfin S., Shen P., "*Zircon composition: indicator of fertile igneous rocks related to porphyry copper deposits (Extended Abstract)*", Soc. Geol. Applied Mineral Deposits 2 (2017), p. 295–298.

[45] Mungall J.E., "*Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Aurich Cu deposits*", Geology 30 (2002), p. 915–918.

[46] Sun W.D., Liang H.Y., Ling M.X., Zhan M.Z., Ding X., Zhang H., Yang X.Y., Li Y.L., Ireland T.R., Wei Q.R., Fan W.M., "*The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas"*, Geochim. Cosmochim. Acta 103 (2013b), p. 263–275. DOI:10.1016/j.oregeorev.2014.09.004

[47] Sun W.D., Bennett V.C., Eggins S.M., Arculus R.J., Perfit M.R., "*Rhenium systematics in submarine MORB and back-arc basin glasses: laser ablation ICP-MS results*", Chem. Geol. 196 (2003b), p. 259–281. Doi: 10.1016/S0009-2541(02)00416-3

[48] Sun W.D., Arculus R.J., Kamenetsky V.S., Binns R.A., "*Release of gold-bearing fluids in*

different origins and copper mineralization", J. Geol. 120 (2012a), p. 105–120. https://doi.org/10.1086/662736

[65] Sun W.D., Zhang H., Ling M.X., Ding X., Chung S.L., Zhou J.B., Yang X.Y., Fan W.M., "*The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits*", Int. Geol. Rev. 53 (2011), p. 691–703. https://doi.org/10.1080/00206814.2010.507362

[66] Zhang H., Ling M.X., Liu Y.L., Tu X.L., Wang F.Y., Li C.Y., Liang H.Y., Yang X.Y., Arndt N.T., Sun W.D. "*High oxygen fugacity and slab melting linked to Cu mineralization: evidence from Dexing porphyry copper deposits, southeastern China*", J. Geol., 121 (2013), 289–305. Doi: 10.1086/669975

[67] Zhang H., Li C.Y., Yang X.Y., Sun Y.L., Deng J.H., Liang H.Y., Wang R.L., Wang B.H., Wang Y.X., Sun W.D., "*Shapinggou: the largest Climax-type porphyry Mo deposit in China*". Int. Geol. Rev. 56 (2013), 313–331.

peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa". Chem Geol 160 (1999):335–356

[60] Shaw D. M., "*Trace element fractkmation during anatexis*". Geochim. cosmochim. Ada, 34 (1970), 331—40.

[61] Hattori K., "*Porphyry Copper Potential in Japan Based on Magmatic Oxidation State*", Resource Geology, 68 (2018), p. 126-137. doi: 10.1111/rge.12160

[62] Lee C.T.A., Luffi P., Le Roux V., Dasgupta R., Albarede F., Leeman W.P., "*The redox state of arc mantle using Zn/Fe systematics*". Nature 468 (2010), 681–685.

[63] Oyarzun R., Marquez A., Lillo J., Lopez I., Rivera S., "*Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism*". Mineral. Deposita 36 (2001), 794–798.

[64] Sun W.D., Ling M.X., Chung S.L., Ding X., Yang X.Y., Liang H.Y., Fan W.M., Goldfarb R., Yin Q.Z., "*Geochemical constraints on adakites of*